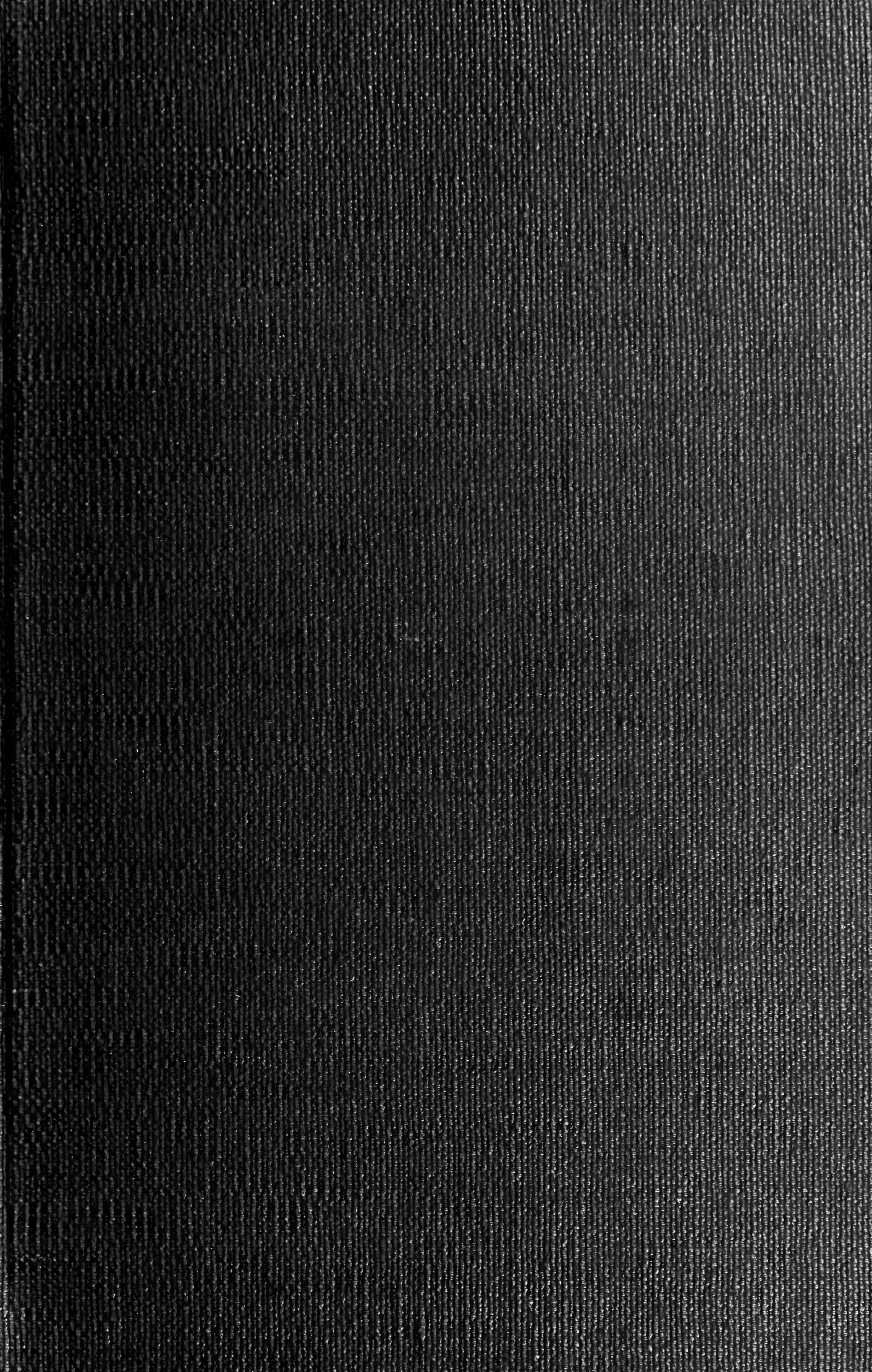
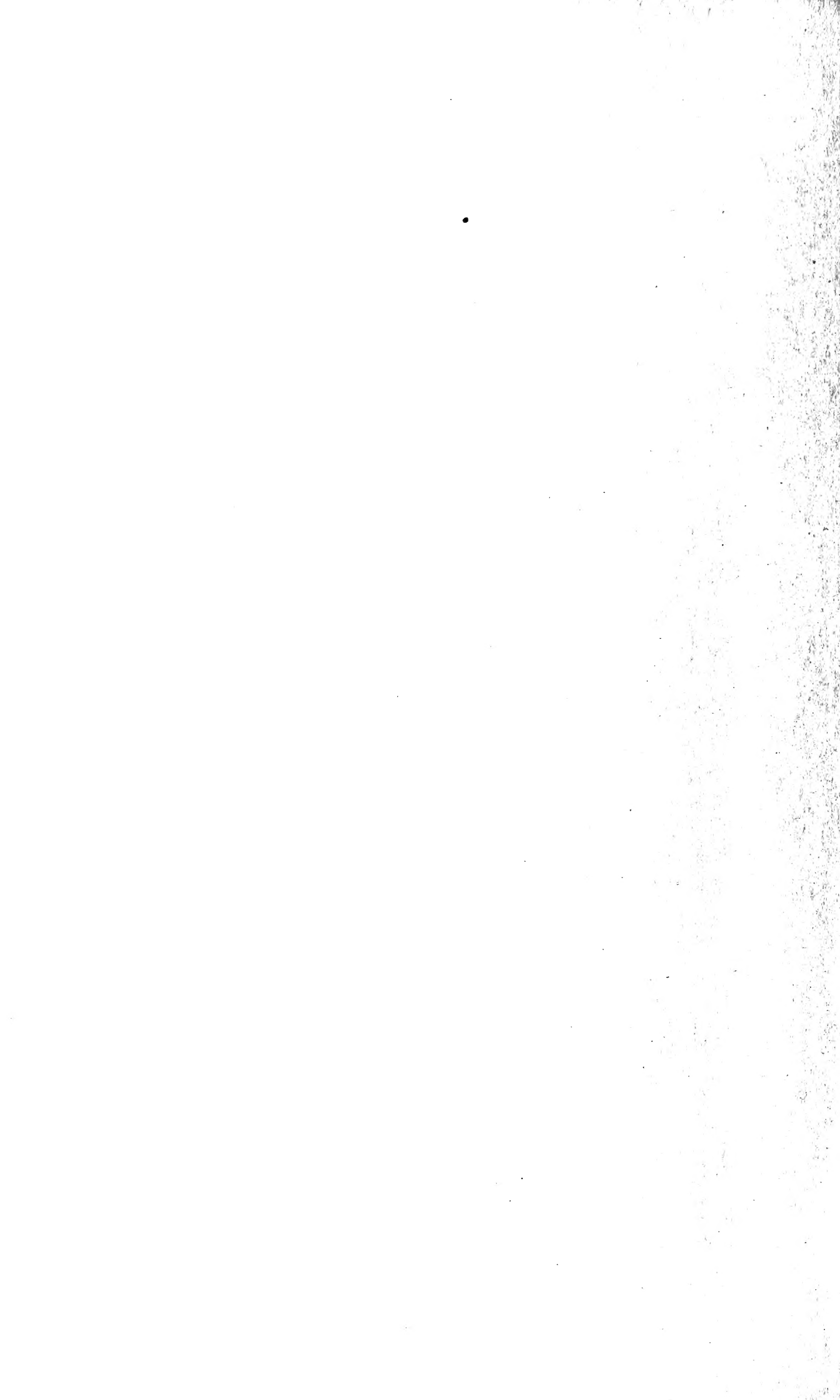
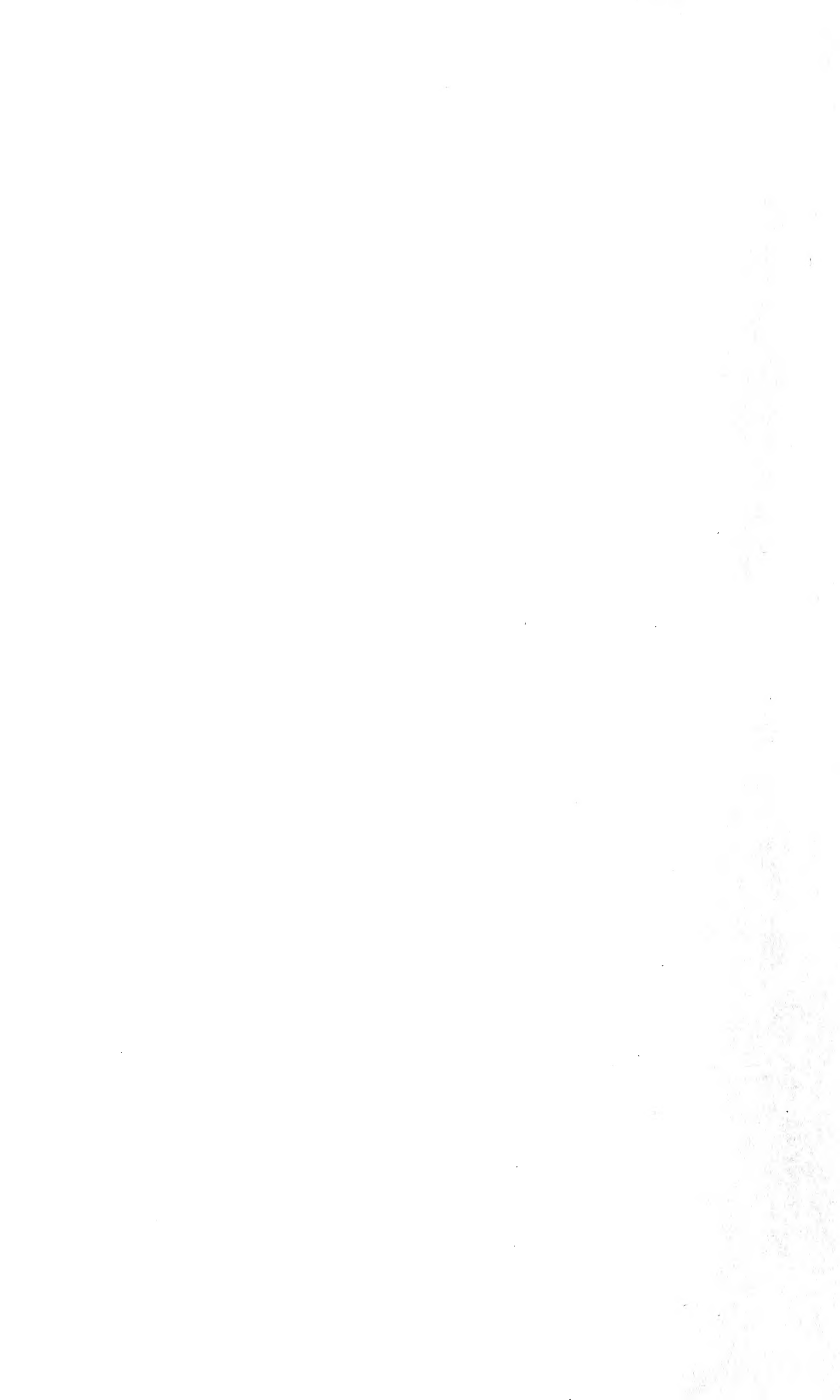












Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

---

62. Band.

1910.

(Mit 13 Tafeln.)

Berlin 1911.

J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachfolger

Zweigniederlassung

vereinigt mit der Besser'schen Buchhandlung (W. Hertz)

W 35. Schöneberger Ufer 39.



Universitäts-Buchdruckerei von Gustav Schade (Otto Francke) in Berlin N.

Inhalt.

A. hinter den Titeln bedeutet Aufsatz, *B.* Briefliche Mitteilung, *V.* Vortrag in den Protokollen der mündlichen Verhandlungen.

(Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.)

Druckfehlerberichtigungen.

Seite 68 Zeile 27 von oben lies „*pilosa*“ statt „*pitosa*“.
- 83 Zeile 2 von unten lies „*T. Riepeli*“ statt „*J. Riepeli*“.
- 91 Zeile 12 von unten lies „*Plectignathi*“ statt „*Plectgnathi*“.
- 130 Zeile 7 von oben lies „*Scirpus lacustris*“ statt „*Scirpus-lacustris*“.
- 131 Zeile 21 von oben lies „Sphagneen“ statt „Sphagneenen“.
- 207 Zeile 11 von oben lies „Schichtenreihe“ statt „Schichtenreiche“.
- 256 Zeile 2 von oben lies „*parcedentata*“ statt „*percedentata*“.
- 392 Zeile 24 von oben lies „Tonna“ statt „Tonn“.
- *87* Zeile 2 von unten lies „TORNIER“ statt „TORNQUIST“.
- *145* Zeile 9 von unten lies „*Subdeltoidea*“ statt „*Suldeltoidea*“.
- *165* Zeile 16 von unten lies „Magnetitkryställchen“ statt „Magnetkryställchen“.
- *323* Zeile 3 von oben lies „Emmerleffkliffs“ statt „Emmerheffkliffs“.
- *334* Zeile 19 von oben lies „Brokeloh“ statt „Brokehoh“.
- *389* Zeile 3 von oben lies „nördlich“ statt „südlich“.
- *401* in der Erklärung zu Figur 6 und
- *402* in der Überschrift der Bohrtabellen lies „Hohe Ward“ statt „Hohe Mark“.
- *602* Fußnote lies S. *456—458* statt S. *573—574*.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

Abhandlungen.

62. Band.

I. Heft.

Januar, Februar, März 1910.

Berlin 1910.

J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachfolger
Zweigniederlassung
vereinigt mit der Besser'schen Buchhandlung (W. Hertz)
W 35, Schöneberger Ufer 39.

Inhalt: Aufsätze S. 1—96. Tafel I—III.

Deutsche geologische Gesellschaft.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuß. geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. Vorträge für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. Blankenhorn tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck spätestens **8 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling einzusenden.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 20 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 24 M., für die Monatsberichte allein 10 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 Mark ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine gröfsere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift oder den Monatsberichten sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling,**
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Wohnortsveränderungen, Herrn **Sammlungskustos Dr. Eberdt,**
   beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Blankenhorn,** Halensee b. Berlin, Joachim-Friedrichstr. 57.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Professor Dr. Rauff,** Berlin N4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachf., Berlin W 35, Schöneberger Ufer 39, durch direkte Übersendung einzuzahlen.

Inhalt des I. Heftes.

Aufsätze.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Aufsätze.

1. Über die Axinitvorkommnisse von Thum in Sachsen und die Bedingungen der Axinitbildung überhaupt.

Von Herrn THOMAS VON HOERNER in Mitau (Rußland).

Hierzu 1 Textfigur.

Einleitung.

Bevor wir uns einer spezielleren Beschreibung der Thumer Axinitvorkommen zuwenden, sei hervorgehoben, daß alle folgenden Ausführungen einem Versuche dienen sollen nachzuweisen, wie weit die in recht zahlreichen Einzelfällen festgestellte Entstehungsweise dieses Minerals — nämlich auf dem Wege der Pneumatolyse — als allgemeingültig angesehen werden darf; ferner auch an der Hand von Beispielen, namentlich solcher aus dem Erzgebirge, darzutun, inwiefern eine gewisse Gesetzmäßigkeit sich in der Art des Auftretens von Axinit überhaupt zu offenbaren scheint.

Nach der Theorie, welche die Entstehung unseres Minerals pneumatolytischen Prozessen zuschreibt, sind es dampfförmige borsäurehaltige Verbindungen, die, unten näher erörterten Quellen entstammend, Gelegenheit fanden, auf gewisse vorwiegend kalkreiche Gesteine einzuwirken und so zu dieser sekundären Mineralneubildung an geeigneten Orten Veranlassung gaben.

Die chemische Formel[1]) lautet $R_7 Al_4 B_2 (Si O_4)_8$, worin das zweiwertige R vorwiegend Ca, auch Fe mit etwas Mn, Mg,

---

[1]) NAUMANN-ZIRKEL: Elemente d. Mineralogie, 15. Aufl., Leipzig 1907, S. 663.

H_2 sein kann; äußerst geringe Mengen von Alkalien werden auch angegeben. Diese Formel ist nach Analysen des Axinits von Bourg d'Oisans durch W. E. FORD berechnet[1]), wonach im Mittel in % gefunden wurden:

SiO_2	42,78
Al_2O_3	17,67
B_2O_3	6,12
Fe_2O_3	0,99
FeO	6,02
MnO	2,99
CaO	20,16
MgO	2,41
H_2O	1,40 (chemisch gebunden).

Die Pneumatolyse wird von BRAUNS[2]) unter der Überschrift: „Plutonische Exhalationen und die daraus gebildeten Mineralien" behandelt. Wenn hier als ein an saure Eruptivgesteine, hauptsächlich Granit, geknüpftes Exhalationsprodukt in erster Linie der Zinnstein mit seinen bekannten Begleitern genannt wird, so mag dessen Bildung als allgemeines Schema für die hier vorausgesetzten Vorgänge dienen. „Die Entstehung dieser Mineralien haben schon ELIE DE BEAUMONT und DAUBRÉE in befriedigender Weise durch die Annahme erklärt, daß flüchtige Fluor- und Borverbindungen nach dem Emporsteigen des Eruptivgesteins in das Nebengestein eingedrungen seien und durch pneumatolytische Prozesse zur Bildung jener Mineralien geführt haben. Diese Annahme gründet sich hauptsächlich auf die stete Verbindung der Zinnsteingänge mit Granit, auf die Gegenwart von fluor- und borhaltigen Mineralien in Granit und den Gängen, auf die Umwandlung des Nebengesteins in Greisen, Glimmerfels, Quarzfels, Zwittergestein, Turmalin- oder Topasfels, und sie wird unterstützt durch das Experiment. Wie wir oben gesehen haben, können manche der Mineralien, die für die Zinnsteingänge charakteristisch sind, besonders Zinnstein selbst, durch Einwirkung von Wasserdampf auf die Dämpfe der Metallchloride oder -fluoride nachgebildet werden, und es wäre die Entstehungsweise des Zinnsteins etwa der des vulkanischen Eisenglanzes an die Seite zu stellen. Bei der Zersetzung der Metallfluoride durch Wasserdampf entsteht Flußsäure, die nun energisch die Mineralien des umgebenden Gesteins angreift, wodurch neue flüchtige und nicht flüchtige Fluorverbindungen wie Siliciumfluorid, Fluorcalcium, Fluoraluminium und andere entstehen müssen, die aufeinander,

[1]) Zeitschr. f. Kryst. **38**, 1904, 82.
[2]) Chemische Mineralogie, Leipzig 1896, S. 293 ff.

auf die Mineralien des Nebengesteins und auf die in den aufsteigenden Wasserdämpfen sonst noch enthaltenen Verbindungen einwirken, unter denen wir namentlich Borverbindungen wie Fluorbor und Borsäure mit Sicherheit anzunehmen haben; die Reaktionsprodukte sind die oben genannten Mineralien, deren Entstehung im einzelnen weiter nicht zu verfolgen ist. . . . Ein direkter Beweis dafür, daß im Granitmagma flüchtige Fluor- und Chlorverbingungen vorhanden gewesen sind, liegt in der Tatsache, daß manche Granite (z. B. von Zinnwald-Altenberg in Sachsen) fluor-, chlor- und zinnhaltige Mineralien (Topas, Glimmer, Zinnstein) als ursprüngliche Bestandteile enthalten. . . . Umwandlung und Imprägnation ist erst nach der Festwerdung des Granits erfolgt, aber noch zu einer Zeit, als die tieferen Teile der Granitmasse noch heiß waren und Gase emanierten. Diese drangen auf Spalten in den bereits verfestigten Granit und sein Nebengestein ein und zersetzten sie unter Bildung von neuen Mineralien wie etwa die Fumarolen der Jetztzeit das angrenzende vulkanische Gestein.“

Weiterhin werden von Brauns zu den pneumatolytischen Bildungen auch diejenigen des Kryoliths gerechnet, ebenso die in gewissen Mineralgängen der Alpen auftretenden Mineralien: Quarz, Rutil, Anatas, Brookit, Eisenglanz, Apatit, Flußspat, Adular, Periklin, Turmalin und Axinit.

I. H. L. Vogt äußert sich in seinen „Beiträgen zur genetischen Klassifikation der durch magmatische Differentiationsprozesse und der durch Pneumatolyse entstandenen Erzvorkommen“ (Z. f. pr. Geol. 1895, Dez., S. 472 ff.) folgendermaßen: „Das Bor der Eruptivmagmata gehört ebenfalls mit zu den durch verschiedene chemische Prozesse leicht auflöslichen Bestandteilen. Als Beweis hierfür wird wohl der Hinweis auf die toscanischen Suffioni (borsäurehaltige Wasserdämpfe in der Nähe von Trachyten) genügen. Die Granite enthalten durchgängig einen nicht ganz unwesentlichen Gehalt an Borsäure, wodurch sich der Reichtum an Turmalin und Axinit auf Zinnsteingängen erklärt. Andererseits zeichnen sich die Gabbros und folglich auch die Apatitgänge im großen Ganzen durch Armut an Bor-Verbindungen aus. Unter welcher Form — als $B\,Fl_3$, $B\,Cl_3$ oder $B_2\,O_3$, $H_3\,BO_3$ in salzsaurer Lösung — das Bor in die magmatischen „aciden Extrakte“ hineingehen wird, mag bis auf weiteres dahingestellt bleiben. Über die Art und Weise des Sichansammelns dieser Extraktionsprodukte zu gesammelten Massen mögen wir uns bisher keine klare Vorstellung machen. Vielleicht haben sich die Silikatmagmata und die sauren Extraktionsgemische zu einander verhalten etwa wie Wasser und Öl.“

Der Axinit von Thum.

Da im folgenden in erster Linie die Axinitvorkommen von Thum im Sächsischen Erzgebirge behandelt werden sollen, mag hier daran erinnert sein, daß der Axinit nach diesem Ort die erstmalige Benennung erhalten hat, die in ihm eine gesonderte Mineralspezies anerkannte, nämlich: Thumer Stein. Darüber lesen wir bei HOFFMANN in seinem „Versuch einer Oryktographie von Chursachsen[1])“ wie folgt: „Diese Benennung (Thumer Steine) stammt vom Inspektor WERNER, weil er zu Thum vorkommt und an diesem Orte früher als im Dauphiné entdeckt worden ist.“ Diese Begründung für die Namengebung richtet sich gegen die in der Krystallographie von ROMÉ DE L'ISLE enthaltene Angabe, nach der die Dauphiné der erste Fundort dieses hier als „schorl transparent lenticulaire terminé par six plans rhombes ou rhomboïdaux“ bezeichneten Minerals ist, von dem der Verfasser die erste Kenntnis durch einen vom 16. September 1781 datierten Brief des Herrn SCHREIBER (Direkteur des Mines de Monsieur À ALLEMONT) erhielt. HOFFMANN polemisiert im folgenden gegen die Benennung Schörl: „womit jetzt von einer gewissen Klasse von Mineralogen gewöhnlich alle Steinarten, die einen gewissen Grad von Härte, Durchsichtigkeit und eine glänzende und gestreifte Oberfläche haben, und von denen sie nicht gleich wissen, was sie daraus machen sollen, belegt zu werden pflegen.“ Einen Beweis für seine Behauptung betreffs der erstmaligen Entdeckung bei Thum bringt HOFFMANN nicht bei, und jedenfalls ist der Dauphiné zum mindesten insofern die Priorität zuzuerkennen, als von diesem Vorkommen die erste nähere Beschreibung des Axinits herrührt. Weiter heißt es dann in dem genannten Aufsatze im alten Bergmännischen Journal, daß der Thumer Stein nur an wenigen Orten außerhalb Sachsens vorkommt und auch hier nur an einer Stelle, nämlich auf der Grube Niklas zu Thum.

Seitdem nun hat sich die Zahl der Axinitfundorte sehr erheblich vermehrt, und der Lokalname hat der von HAÜY vorgeschlagenen (1799), international gewordenen Benennung längst Platz gemacht. Auch zu Thum selbst ist das Vorkommen des Axinits nicht mehr auf die alte aufgelassene Blei- und Silberzeche St. Niklas-Morgengang beschränkt, die in älteren Zeiten das Material in die Sammlungen lieferte. Wenn es in dem Handbuch der Mineralogie von HINTZE (II, 1897,

[1]) Bergmännisches Journal 1788, I, 54.

S. 497) heißt, daß der Axinit zu Thum mit Erzen zusammen vorkommt, und FRENZELS Mineralogisches Lexikon für das Königreich Sachsen den Axinit als ein Mineral der Granat-, Kies- und Blendelager bezeichnet, das sich in Gesellschaft von Quarz, Arsenkies, Magnetkies und Zinkblende zu Thum findet, so wird der Eindruck erweckt, als ob er ausschließlich an diese Erzlagerstätten gebunden wäre, eine Einschränkung, die den Tatsachen nicht mehr entspricht. Es sind nämlich zwei weitere Fundorte, einer in nächster Nachbarschaft von Thum, ein anderer in der Stadt selbst zu nennen, die den Axinit ganz unabhängig von Erzlagerstätten zeigen.

Ersterer, schon bekannt durch die Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Sektion Geyer-Ehrenfriedersdorf[1]), ist ein Steinbruch in chloritischem Hornblendeschiefer, der durch keinerlei Erzkonzentration ausgezeichnet ist. Gelegen ist dieser Steinbruch etwa 1 km in südsüdwestlicher Richtung von der Stadt nach den Greifensteinen zu und wird auf Straßenschotter abgebaut.

Der andere Fundort ist vor etwa $1^1/_2$ Jahren durch den Bau der HOFMANNschen Fabrik bei Anlage der Fundamente und Keller in ca. 3—5 m unter Tage aufgeschlossen worden. Auch hier ist keine Erzlagerstätte getroffen worden, wenngleich das Gestein, vorwiegend hornblende- und chloritführend, vielleicht mit dem Muttergestein der Erze vom St. Niklas-Morgengange in unterirdischer Verbindung steht. Auf das Nähere wird weiter unten eingegangen werden. Leider ist nach Fertigstellung der Gebäude dieses axinitführende Gestein nicht mehr anstehend zu beobachten, allein das wissenschaftliche Interesse der Besitzer der Fabrik hat immerhin die schönsten Stufen des Vorkommens gerettet, und an dem zu Tage geförderten Material, das teilweise noch heute vor dem Bauplatze liegt, läßt sich ein Einblick in die ursprünglichen Verhältnisse gewinnen.

Was die morphologischen und physikalischen Eigenschaften, als Krystallform, Farbe usw., des Axinits von Thum anlangt, so haben die neueren Fundorte bisher nichts von dem früher Bekannten Abweichendes ergeben. Einigermaßen gut ausgebildete Krystalle finden sich äußerst selten. Meist ist das Mineral in der Weise gewachsen, daß die sich der Axinitbildung bietenden Hohlräume, Spalten und Spältchen im Muttergestein so vollständig und einheitlich von eben diesem Thumer Stein in Anspruch genommen wurden, daß keiner der

[1]) F. SCHALCH: Erl. z. geol. Sp.-K., 2. Aufl., Leipzig 1900.

sich bildenden Krystalle zur Entfaltung seiner spezifischen Wachstumsformen gelangte. Daraus ergaben sich die derben Partien und Aggregate von sich drängenden und einander im Wachstum hemmenden unfertigen Individuen, welche für das Thumer Vorkommen charakteristisch sind. Nester, Schmitzen, kurze, die Schieferung flach durchschneidende Trümer des meist zimmetbraunen, bald mehr ins Rötliche, bald mehr ins Violette oder unscheinbar Grauliche bis Farblose hinüberspielenden Minerals sind seine verbreitetste Erscheinungsform. In dem erwähnten Steinbruche ist eine Zeitlang ein mehrere Zentimeter mächtiges Trum, wie ein breites Band über einen frischen Schieferanbruch laufend, aufgeschlossen gewesen. Im Alluvium zwischen diesem Ort und der Stadt hat man nach der zitierten Sektionserläuterung einen Block grobspältigen derben Axinits von 3 Zentner Gewicht gefunden, und bei dem Bau der Hofmannschen Fabrik sind mehrere plumplinsenförmige bis zweifaustgroße Stücke dieses Axinitaggregates zutage gefördert worden. Daneben kommt das Mineral in kleinen, nur zum Teil erfüllten Drusen vor. Dann beobachtet man häufig eine ältere Generation von mehr kompaktem Axinit als Wandauskleidung, auf der eine jüngere mehr lockere sitzt, deren freie Endigungen in den Hohlraum hineinragen. Aber auch in diesem letzteren Falle gehören wohlausgebildete Krystalle zur größten Seltenheit. Hier scheint der Krystallisationsprozeß gleichfalls fast nirgends ungestört verlaufen zu sein. Immerhin läßt sich mit aller Sicherheit feststellen, daß der Axinit von Thum die Tendenz hat, Krystalle vom Typus derjenigen von Bourg d'Oisans im Dauphiné zu bilden, d. h. also jene Krystalltracht anzunehmen, der das Mineral seinen Namen verdankt.

Nach der von Schrauf gewählten Aufstellung, der wir uns im folgenden anschließen, walten die Flächen r (1$\bar{1}$1), c (P) (001) und u (111) vor, zu denen dann am häufigsten l (112), s (101), x (201) und M (110) hinzutreten. vom Rath beschreibt (Pogg. Ann. 1866, 128, 46) bis zollgroße Krystalle des Axinits von Thum, auf grünem Schiefer aufgewachsen, tafelig nach r (111) mit den hinzutretenden Flächen s (101), u (111), x (201), a (100), c (001), M (110), l (112), m (1$\bar{1}$0), o ($\bar{3}$11). In der Mineraliensammlung der Königlichen Bergakademie zu Freiberg i. S. zeigen etliche Stufen schön geformte, wenn auch kleine Krystalle. Sie stammen von dem St. Niklas-Morgengange (Blei- und Silberzeche), sind teils mit kobalthaltigem Arsenkies und schwarzer Zinkblende, teils mit Magnetkies und teils mit Zinkblende und Arsenkies ver-

gesellschaftet. Sie sitzen als jüngere Generation den Erzen auf. Hier walten tafelige Formen nach (001) mit $(1\bar{1}1)$, (111), (112), (110), (101), (201) vor oder solche, wo (001) und (111) annähernd gleichwertig ausgebildet sind mit hinzutretendem $(1\bar{1}1)$. Von dem letzteren Typus fanden sich auch recht schön ausgebildete Kryställchen von etwa 2 mm Höhe in dem Gestein der Hofmannschen Fabrik, nur daß hier durch Vorwalten von (001) über (111) und $(1\bar{1}1)$ wieder der scharf beilförmige Habitus zum Ausdruck gelangt. Die Neigung zur tafelförmigen Ausbildung läßt sich an allen Thumer Vorkommen, auch an den Axinit-Aggregaten beobachten. Hoffmann beschrieb den Thumer Stein von der ursprünglich bekannten Fundstätte in seinem oben zitierten Aufsatz folgendermaßen: „Er kommt hier zuweilen mit etwas graulichweißem Kalkspat gemengt vor; auch findet man derben Schwefel- und Arsenikkies und sehr selten angeflogenen und eingesprengten gediegenen Wismut dabei. Er kommt hier teils von grünlich- und perlgrauer, teils von nelkenbrauner Farbe vor, welche letztere sich zuweilen dem Violblauen, zuweilen aber auch dem Schwarzen nähert. Man findet ihn hier größtenteils derb, sehr selten auf die in dem ersten Stücke beschriebene Art krystallisiert. (Dort ist eine Beschreibung des Axinits von Bourg d'Oisans gegeben, S. 54.) Der perlgraue kommt auch zuweilen kleinzellig vor, da dann die Zellen wieder mit einer dunkel nelkenbraunen Abänderung ausgefüllt sind. Die äußere Oberfläche der schalig abgesonderten Stücke ist gemeiniglich stark glänzend. Der Bruch ist kleinmuschelig, das sich sehr dem unebenen nähert. Der derbe findet sich hier nie anders als von schalig abgesonderten Stücken, die aber in ihrer Dicke sehr verschieden sind und zuweilen so dünn werden, daß man es für blättrigen Bruch halten könnte. Er ist durchscheinend, zuweilen aber auch nur stark an den Kanten durchscheinend, die einzelnen schaligen abgesonderten Stücke sind halbdurchsichtig."

Unterschiede der Krystalltracht je nach der wechselnden Farbe zu konstatieren, wie das z. B. Lacroix in seiner Minéralogie de la France (Paris 1893) für den Axinit der Pyrenäen gelungen ist, war wegen des erwähnten Mangels an schönen Krystallen überhaupt nicht möglich.

Da nun die zu beobachtenden Eigenschaften des Axinits auf allen drei Fundorten bei Thum dieselben zu sein scheinen, so sind sie im vorstehenden hier gemeinsam besprochen worden.

Das Muttergestein des Axinits.

Was das Muttergestein des Axinits anlangt, so handelt es sich um Vertreter der im Erzgebirge so vielfach vorkommenden Amphibolgesteine, die, meist in Linsenform, dem Gneise und den krystallinen Schiefern konkordant eingelagert sind. Nach Struktur und Mineralgehalt sind viele Varietäten unterschieden worden. Gemeinsam ist ihnen allen die Art der Lagerung, der Charakter metamorpher Gesteine und die teils beherrschende, teils sehr wesentliche Beteiligung von Hornblende. Ohne einer eventuellen Spezial-Untersuchung in genetischer Hinsicht vorgreifen zu wollen, wird an dieser Stelle ausgesprochen werden dürfen, daß nach dem Mineralgehalt und dem geologischen Verbande allen als Amphibolite, Hornblendeschiefer, chloritische Hornblendeschiefer, Hornblende-Augit-Schiefer aufgeführten Gesteinen ein gemeinsames ursprüngliches Ausgangsmaterial zugrunde gelegen haben könnte, das durch gebirgsbildende Prozesse verändert wurde. Ein Vergleich mit ähnlichen außererzgebirgischen Gesteinen, für die der Nachweis ihrer Herkunft einwandfrei erbracht worden ist, zeigt vielfach eine Analogie in petrographischer Hinsicht namentlich mit den im Gebirgsdruck aus Diabasen hervorgegangenen Amphibolschiefern. Einen solchen Nachweis für die hier in Frage kommenden Hornblendegesteine zu führen, dürfte insofern schwierig sein, als bei der gemachten Annahme hier die Metamorphose eine so hochgradige gewesen ist, daß keine Spur mehr von der ursprünglichen Struktur und fast nirgends Reste der primären Konstituenten aufzufinden sind. Einen kleinen Anhaltspunkt bietet vielleicht die grobkörnige Varietät der Augit-Hornblendeschiefer von Sektion Schneeberg. Hier wurde nach den Erläuterungen in den bis 1 mm großen Hornblende-Individuen die für den Uralit charakteristische faserige Struktur festgestellt, und es gelang sogar, in einem Präparat noch Reste von hellbräunlichem Augit innerhalb der Hornblende nachzuweisen. Auch wurde deutlich polysynthetisch verzwillingter Plagioklas, sonst kaum zu finden, in diesem Gestein konstatiert.

Nach dem Gesagten wird man zwar einstweilen ein abschließendes Urteil über die Genesis der Hornblendegesteine unseres Gebiets nicht fällen, doch wird man ihren Zusammenhang mit den Diabasen vorläufig als den wahrscheinlichsten hinstellen können, da Anhaltspunkte für die Annahme eines anderen Primärgesteins nicht vorhanden sind[1]).

[1]) Ein Teil dieser Gesteine weist Gemengteile auf, deren Gegenwart nach aller Analogie auf pneumatolytische Wirkungen zurückzuführen ist.

Ist nun das Muttergestein des Axinits in und bei Thum an allen 3 genannten Fundorten unter diesem gemeinsamen Gesichtspunkt zu betrachten, so ergeben sich doch nicht unwesentliche petrographische Unterschiede, wie aus der folgenden Einzeldarstellung hervorgehen wird.

Wenden wir uns zunächst zu den chloritischen Hornblendeschiefern, zu denen das axinitführende Gestein des Steinbruches im Süd-Süd-Westen der Stadt gehört, so besagt darüber die Erläuterung zur geologischen Spezialkarte für die Sektion Geyer-Ehrenfriedersdorf (Schalch, 2. Aufl. 1900, 16): „Bald waltet der Chlorit vor, und die Textur des Gesteins gleicht dann derjenigen des hellen Glimmerschiefers. Bei reichlicherem Gehalt an Hornblende wird das Gefüge mehr gerad- und ebenschiefrig. Das gegenseitige Verhältnis beider wechselt beständig und meist sehr rasch. Die außerdem meist auch makroskopisch noch deutlich erkennbaren übrigen Gemengteile sind: Quarz, Plagioklas, Kalkspat und Muscovit. Mikroskopisch läßt sich noch Epidot nachweisen. Wie die mineralische Zusammensetzung, so wechselt auch die Größe des Korns sehr rasch. Doch kommen nicht selten mitten in feinkörnigen Varietäten einzelne Zwischenlagen von grobkörniger oder wenigstens mittelkörniger Struktur vor, welche deutlich wahrnehmbar aus langnadelförmiger Hornblende, reichlichem Orthoklas, Plagioklas, Chlorit, etwas Quarz, sowie akzessorischem Schwefelkies und Magneteisen zusammengesetzt sind. Der Magnetit bildet gut ausgebildete oktaedrische Kryställchen, welche namentlich in den feldspatreichen grobkörnigen Varietäten auf der Oberfläche angewitterter Stücke sehr deutlich sich bemerkbar machen. Die Hornblendeschiefer lassen sich meist in ebenen, großen und verhältnismäßig dünnen Platten von großer Widerstandsfähigkeit brechen. Die besten Aufschlüsse findet man am östlichen Fuße des Schafberges, hinter den Häusern nordwestlich der Herolder Kirche . . .“ Weiter unten heißt es dann: „Die Hornblendeschiefer am Nordabhange des Greifensteins bilden ein schmales, isoliert über die Oberfläche sich erhebendes Felsriff. Das Gestein ist feinkörnig, stimmt aber sonst im allgemeinen mit demjenigen von Herold überein.“ Zum Schlusse wird auch das Axinitvorkommen in einigen wenigen Zeilen erwähnt. Speziell über diesen axinitführenden Hornblendeschiefer könnte ergänzend noch hinzugefügt werden: Die Größe des Korns ist auch hier nicht überall die gleiche. Während die bei weitem vorwiegende Varietät fast dicht erscheint, bilden an anderen Stellen die Feldspate etwa hirsegroße

Körner, so daß das Gestein deutlich punktiert aussieht. Außer den obengenannten Mineralien ist jetzt (der Steinbruchbetrieb bringt ja natürlich fortgesetzt neue Aufschlüsse hervor) auch noch das Vorhandensein eines diopsidähnlichen Pyroxens zu konstatieren, welcher mit dem innerhalb der Uralite erwähnten nichts zu tun hat. Im Handstück graulichlauchgrün, erscheint er u. d. M. farblos, immer lang-säulenförmig gewachsen und meist in Fächerform aggregiert. Die maximale Auslöschungsschiefe auf dem Klinopinakoid beträgt 40—41^0 im stumpfen Winkel β, ist also etwas größer als die für den Diopsid charakteristische. Der Epidot (nebst Zoisit) ist nächst Hornblende, Chlorit und Feldspat der am meisten vertretene Gemengteil. Er sitzt in Aggregaten von kleinen Körnchen oder vereinzelt allenthalben zwischen den Strähnen der feinfilzigen grünen Hornblende resp. den Chloritpartien oder auch im Feldspat und reichert sich lokal bis zur Alleinherrschaft an. Namentlich findet er sich so die Axinittrümer einfassend. Gemeinsam mit diesem oder allein ist er auch das häufigste Drusenmineral. Eine Abhängigkeit der Axinitbildung von dem Vorhandensein des Epidots ist aber nicht anzunehmen. Bezüglich der Sukzession läßt sich konstatieren, daß die Entstehung des Epidots derjenigen des Axinits vorausgegangen ist. Denn nicht nur findet man automorphe Epidotkrystalle in Axinit eingeschlossen, sondern es wird auch der Raum zwischen divergierenden Epidotkrystallen oft durch Zwickel von Axinit ausgefüllt. Axinit ohne Begleitung von Epidot kommt vor, ist aber selten. In diesem letzteren Falle wird das Axinittrum beiderseits von einer quarzreichen Lage unmittelbar begleitet. Außer Epidot und gelegentlich etwas Calcit (als Zwischenklemmungsmaterial) findet sich in der Vergesellschaftung mit Axinit keine Spur irgend eines anderen Minerals. Es fehlt auch jeder Anhaltspunkt für die Annahme einer Präexistenz von Mineralien, die etwa der Axinitisierung zum Opfer gefallen sein könnten. Pseudomorphosen wurden nirgends beobachtet. Als wahrscheinlich ist wohl anzunehmen, daß eine sekundäre Bildung von Epidot (aus Feldspat und Hornblende) auf Spalten und Hohlräumen noch im Gange war, als die Tätigkeit der borsäureführenden Fumarolen einsetzte und eine weitere Krystallisation von Epidot verhinderte. Der prozentarische Gehalt des Epidots an $Si\,O_2$, $Al_2\,O_3$, $Fe_2\,O_3$ (bzw. $Fe\,O$) und $Ca\,O$ entspricht ja ziemlich genau demjenigen des Axinitmoleküls an denselben Stoffen. Zur Erklärung der fast konstanten Vergesellschaftung dieser beiden Silikate wird darauf hingewiesen werden können, daß der Epidot sich überhaupt

gern dort ansiedelt, wo das Gesteinsgefüge ein mehr gelockertes ist, und daß die borsäurehaltigen Dämpfe ihren Weg gleichfalls nach diesen Orten, als Stellen geringsten Widerstandes, nahmen.

Als Drusenmineral ist noch Prehnit zu erwähnen, der in farblosen radialstrahlig gebauten Kugeln vorkommt. Akzessorisch findet sich ferner Pyrit in den Schiefer eingesprengt. Auffallend ist das scheinbare Fehlen von Rutil im Gegensatz zu seiner sonst fast allgemeinen Verbreitung in den Amphibolgesteinen dieser und der benachbarten Sektionen.

Der Feldspat tritt in rundlichen, wasserklaren Körnern von sehr verschiedener Größe auf und zeigt nirgends eine Begrenzung durch Krystallflächen, vielmehr sind gebuchtete und ausgezackte Ränder die Regel. Polysynthetische Zwillingsbildung wird fast nirgends beobachtet, während einfache Zwillinge nicht selten sind. Eine Prüfung nach der Beckeschen mikrochemischen Methode ergab, daß die Feldspate fast durchgängig einer Art angehören müssen, da sie sich nach Behandlung mit Flußsäure durch Methylviolett gleich intensiv färben. Nach aller Analogie handelt es sich im vorliegenden Falle um Albit, sekundär entstanden aus einem Kalknatronfeldspat, dessen Anorthitmolekül einer weiteren Umwandlung in Zoisit resp. Epidot und Quarz unterworfen wurde. Darauf deuten sowohl die durchgängige Vergesellschaftung dieser Mineralien als auch die gelegentlichen, als Umwandlungsprodukte anzuerkennenden Einschlüsse von Gliedern der Zoisit-Epidot-Gruppe in den Feldspaten. Als weitere Einschlüsse im Feldspat sind Hornblendenädelchen zu nennen.

Stellenweise kommt mit dem Axinit zusammen ein trüber, stark zersetzter Feldspat vor, der, makroskopisch betrachtet, von gelbbraunen Partien durchsetzt ist. Der Feldspat füllt Zwischenräume und dreieckige Zwickel zwischen Axinitkrystallen aus, die ihrerseits vielfach von Epidotkörnchen erfüllt sind. Außer dem Feldspat ist ein Chlorit, gleichfalls jünger als der Axinit, reichlich vorhanden. Er bildet radialstrahlige Rosetten, die unter gekreuzten Nicols das Interferenzkreuz der Aggregatpolarisation zeigen. Solche Rosetten sitzen allenthalben in den Feldspatpartien. Daneben kommen auch geradlinig begrenzte Formen, aber ohne irgendwie charakteristische Endigungen, auch verbogene, zusammengestauchte, wurstähnliche Gebilde vor. Pleochroismus sehr deutlich: gelbgrün parallel der Spaltbarkeit, blaßgrün bis farblos senkrecht zu dieser Richtung. Die Polarisationsfarben sind zum Teil durch die Eigenfarbe modifiziert, im ganzen herrscht aber ein schönes Lavendelblau

vor. Die mehr braungelbe Färbung mancher Partien im Handstück ist wohl auf Eisenderivate zurückzuführen. Der Axinit behauptet diesem sowohl wie dem Feldspat gegenüber die eigenen Krystallgrenzen.

Das Gestein der HOFMANNschen Fabrik. Die wesentlichen Gemengteile werden von Chlorit und gemeiner grüner Hornblende gebildet nebst lokal sich anreicherndem Feldspat, einem malakolithartigen Pyroxen und Quarz. Auf den Mineralbestand soll weiter unten näher eingegangen werden. Auf dem Wechsel in der Zusammensetzung der Hauptkonstituenten beruht die auffällige Bänderung des Gesteins. Hellgrünliche bis weiße und dunkler grüne Lagen von verschiedener Mächtigkeit, sehr häufig nur zentimeterbreit und weit darunter, setzen es im wesentlichen zusammen. Daneben kommen auch größere ungebänderte Partien von dunkelgrünlicher Färbung vor, frischer und dem normalen chloritischen Hornblendeschiefer der Sektion ähnlich. Wo die Bänderung herrscht, da gelangt das Bild der Stauchungen und Biegungen, denen diese Einlagerung im Glimmerschiefer bzw. Phyllit bei der Gebirgsbildung unterworfen wurde, besonders deutlich zur Geltung. An manchen zutage geförderten Blöcken gewinnt man den Eindruck, als ob die Einlagerung mit dem Nebengestein geradezu verknetet worden wäre. Eines greift ins andere hinein, so daß die Grenzen zwischen beiden mit bloßem Auge nicht bestimmbar sind, um so weniger, als die ineinandergequetschten Lagen bis zur Dünne von wenigen Millimetern herabsinken. Zahlreiche Spalten und Hohlräume sind von Mineral-Neubildungen ausgefüllt worden: Außer Quarz sind Epidot, Axinit und Kalkspat die häufigsten.

Das Korn ist fein und im allgemeinen in den hellen Lagen etwas gröber als in den dunkeln Partien.

Das Gestein ist stellenweise hochgradig mürbe oder sogar in rascher Zersetzung begriffen.

Die Mineralzusammensetzung wechselt oft auf kurze Entfernung. Vorherrschend sind Chlorid und gemeine grüne Hornblende, deren Strähne zu feinfilzigen Aggregaten verwoben mit ihrer Längsrichtung parallel zur Schieferung verlaufen und vielfach in ein schmutzig graugrünes oder bräunliches Zersetzungsprodukt umgewandelt sind. Die an Feldspat und Quarz armen Lagen werden neben Chlorit und Hornblende lokal von Aggregaten eines diopsidähnlichen Pyroxens beherrscht, der u. d. M. farblos bis mehr oder minder hell lauchgrün erscheint und genau demjenigen aus dem oben beschriebenen chloritischen Hornblendeschiefer entspricht. Derartige Pyroxene nehmen in

den Amphibolgesteinen dieser und der Nachbarsektionen häufig Anteil an der Zusammensetzung. Feldspat gehört gleichfalls zu den wesentlichen und lokal vorherrschenden Gemengteilen. Seine Anreicherung äußert sich in den hellen Lagen des Gesteins. Nirgends zeigen sich automorphe Individuen, vielmehr sind es ebensolche wasserhelle Körner, wie sie in dem vorher besprochenen Gestein vorkommen. Auch hier fehlt die polysynthetische Zwillingsbildung, auch hier sind es teils einfache Zwillinge, teils Einzelindividuen. Einschlüsse im Feldspat bestehen aus Apatitsäulchen, Titanit in spitz rhombenförmigen Durchschnitten, Epidot- bzw. Zoisitkryställchen und -körnchen, Zirkon und dem oben genannten Pyroxen. Wo Individuen dieses letzteren mit Feldspat zusammenkommen, ist dieser gegen jenen xenomorph. Krystallographische Umgrenzungen von Feldspat sind nur gegen Chlorit stellenweise zu beobachten. Quarz ist nur lokal angereichert und bedingt mit (wenn auch meist gegen den Feldspat stark zurücktretend) das hellere Aussehen gewisser Lagen. Er zeigt die bekannten Aggregate von unregelmäßigen kleinen zackig ineinandergreifenden Körnchen. Epidot nimmt hier an der Zusammensetzung des Gesteins selbst keinen hervorragenden Anteil, hat sich vielmehr in diesem Vorkommnis meist in den zahlreichen Drusen angesammelt, wo er neben Axinit und oft mit diesem zusammen das bemerkenswerteste Mineral ist. Neben dem Epidot kommt mikroskopisch auch reichlich Zoisit als akzessorischer Bestandteil des Schiefers vor, und die Glieder dieser Mineralgruppe sind ebenso entstanden zu denken, wie oben ausgeführt. Von weiteren Akzessorien sind zu nennen: Kalkspat, Titanit, Titaneisen, Apatit, Rutil, Zirkon (zuweilen mit dunklen Höfen im Chlorit sitzend), Muscovitschüppchen, Turmalin. Dieser zeigt nach der c-Achse gestreckte Säulchen und Körner und ist in manchen Präparaten ziemlich reichlich vertreten.

Da, wie gesagt, die Zusammensetzung des ganzen Gesteins eine sehr wechselnde ist, mußte darauf verzichtet werden, die Akzessorien nach ihrer Häufigkeit aneinanderzureihen.

Wie schon eingangs erwähnt, hat sich in Drusen, Klüften und Spalten der Axinit angesiedelt. Wo er von Quarz begleitet oder umgeben wird, ist er automorph gegen diesen ausgebildet, also älter. Das mikroskopische Präparat einer solchen Stelle zeigt Axinit und Quarz, beide mit Einschlüssen von Epidotkrystallen, unregelmäßig in verschiedener Richtung eingewachsen. Außerdem umschließt der Quarz feinste Nädelchen von Strahlstein. Solche Strahlsteinnädelchen, mitunter mit

hübsch entwickelten Endflächen, blaßgrünlich und farblos, kommen auch selbständig als feinster wolliger Filz, kleine Hohlräume ausfüllend, vor. Dieser ganze Filz ist dann durch Mn O rotbraun gefärbt und erst durch Behandlung mit H Cl kommt die Eigenfarbe zur Geltung. Auf Klinopinakoidschnitten wurde die maximale Auslöschungsschiefe zu 15° im spitzen Winkel β bestimmt.

Epidot ist überhaupt steter Begleiter des Axinits und immer das ältere Mineral in der Krystallisationsfolge. Die im Schliffe blaßgelblichen, in der Richtung der Orthodiagonale verlängerten sechsseitigen Säulchen des Epidots ragen in die Hohlräume der Drusen hinein oder erfüllen mehr oder weniger vollständig, allein oder mit Axinit zusammen, die zahlreichen Fugen und Spalten im Gestein. Der Axinit übernimmt die Rolle des zuletzt ausfüllenden Materials. Dabei bleibt der Epidot immer frisch und intakt, seine Flächen setzen scharf und geradlinig gegen den Axinit ab. Von anderen Silikaten trifft man keine Spur in dieser Gemeinschaft. Hin und wieder füllt Kalkspat die Zwischenräume aus, xenomorph gegen beide Silikate. Ebenso, nur noch seltener, findet sich Quarz.

Das älteste Vorkommen des Thumer Axinits steht mit diesem letzteren wahrscheinlich in engstem Zusammenhang. Nicht volle 200 m von der Hofmannschen Fabrik in westnordwestlicher Richtung stand dort, wo jetzt der Friedhof liegt, die alte Blei- und Silberzeche, St. Niklas-Morgengang genannt, die mit den Erzen zusammen den erstmalig beschriebenen Axinit zutage gefördert hat. Heute ist das Axinitvorkommen nicht mehr zugänglich, daher möge hier die Beschreibung Platz finden, wie sie sich in den Akten der Kgl. Bergakademie zu Freiberg i. S. findet. (Acta Freiberg 1803. Das Berggebäude, Blei- und Silberzechen-Stolln zu Thum betreffend.) Dort heißt es S. 137 im Betriebsplan für 1855. „Benennung der Lagerstätten, auf welche die Grube zu bauen hofft und deren Beschaffenheit bezüglich der Erzführung: Der eine Gang hat eine durchschnittliche Mächtigkeit von 0,26 Lachter, ein mittleres Streichen in SW und ein durchschnittliches Fallen von 75—80° in NW, führt hauptsächlich Gneus, Quarz, Feld- und Kalkspath, auch Axinit mit Kupferkies, Schwefelkies und Zinkblende mit silberhaltigem Bleiglanz. Der zweite Gang dagegen hat eine mittlere Streichrichtung in SO, ein ziemlich saigeres Fallen in SW und führt bei einer Mächtigkeit von 0,5—0,6 Lr. Kupfer- und Arsenkies, hauptsächlich aber reine krystallinische Zinkblende.“ Weiter heißt es S. 145: „Der Morgengang 6—10 Zoll mächtig besteht aus Gneus, Grünstein,

Axinit, Kupferkies, Arsenikkies, Zinkblende." S. 152 folgt eine Anzeige des Berggeschworenen Thiele an das Kgl. Bergamt in Marienberg vom Mai 1857. Danach beträgt die Länge des Stollens vom Mundloch am Jahnsbach bis an den Ort St. Niklas-Morgengang in nördlicher und nordwestlicher Richtung 260 Lr., die Größe des Grubenfeldes 5000 □ Lr. „Hauptsächlich ist es ein Lager und der St. Niklas Morgengang, welche bei dieser Grube bekannt geworden sind. Sie setzen beide im Gneus auf, der St. Niklas Morgengang streicht hora 5, fällt 60—65° in NW und ist für sich allein ganz unbedeutend, indem er von dem südwestlichen Stollnorte nur 1—2 Zoll mächtig ist und aus Letten, Gneus und Quarz besteht. Wichtiger ist das Lager in ca. 264 Lr. westlicher Entfernung vom Stollnmundloch. Streichen und Fallen sind noch nicht genau ermittelt, doch scheint das Streichen sich zwischen hora 2—3 zu halten und sein Fallen 30—50° gegen W gerichtet zu sein. Soweit bekannt, ist es ca. 1 Lachter mächtig und führt Gneus, Grünstein, Quarz, Kalkspath, Axinit, Arsenik- und etwas Kupferkies sowie braune Blende. Die Teufe des St. Niklas-Ganges ist 12 Lr., das Lager ist ungefähr in 8 Lr. Teufe unter Tage getroffen worden und in den zwanziger Jahren des 19. Jahrhunderts auf Arsenikkies abgebaut worden." Schließlich berichtet (S. 160) derselbe Thiele im Juli 1857: „Vom Ansetzungspunkt des St. Niklas Morgenganges ist bei 3,5 Lr. südwestlicher Verlängerung ein hora 2—3 streichendes 30—35° gegen NW fallendes Lager angefahren worden, welches sich mit dem genannten Morgengange 11 Lr. nach SW schleppte und dann ins Liegende des Morgenganges absetzte. Auf dem Schleppkreuz ist dasselbe bis 1 Lr. mächtig und besteht aus Glimmerschiefer, Grünstein, Quarz, Kalkspath, Axinit, Arsenik- und etwas Kupferkies sowie aus brauner Zinkblende. Nach Mitternacht ist dieses Lager in der jetzigen Betriebsperiode 10 Lr. aufgeschlossen, vor Ort aber zuletzt sehr arm angetroffen worden, sodaß man sich veranlaßt gesehen, dasselbe einzustellen. Das Lager streicht hora 5,4, fällt 64° in NW, besteht aus aufgelöstem Glimmerschiefer, Grünstein, Axinit und Spuren von brauner Zinkblende und ist c. 40—50 Zoll mächtig. Um das Lager, nachdem es sich von dem St. Niklas Morgengange in dessen Liegendes hineingezogen hatte, wieder auszurichten, hat man vom St. Niklas Tagesschacht 6 Lr. gegen SW einen Querschlag in der Richtung SO hora 11 angesetzt und damit auch bei 2,7 Lr. Erlängerung dasselbe angefahren. Es streicht hora 5,4, fällt 35° in NW und ist 8—12 Zoll, aus Glimmerschiefer, Letten, Quarz und Axinit bestehend, mächtig."

Soweit der Bericht. Genauere Angaben über die Art des Axinitvorkommens durfte man in den Bergmännischen Akten nicht erwarten. Dem freundlichen Entgegenkommen des Herrn Kaufmann FRIEDRICH zu Thum verdankt Verfasser eine Stufe dieses alten Vorkommens, welche die Vergesellschaftung der Erze mit dem Axinit zeigt und sich mit den entsprechenden Stufen in der Freiberger und Leipziger Sammlung deckt. Es ist ein derbes Gemenge von vorwiegend Arsenkies mit dunkler Blende und etwas Pyrit. Von den Erzen heben sich hier und da Partien des graulichvioletten Axinits als Zwischenklemmungsmasse deutlich ab.

Im Dünnschliffe erweist es sich, daß die Erze älter sind als der Axinit, während sie selbst gleichzeitig entstanden sein müssen, da sie sich gegenseitig bei Erhaltung ihrer Krystallformen abwechselnd umschließen. Es handelt sich wohl überhaupt um die Art des Vorkommens, die BREITHAUPT (Paragenesis der Mineralien 1849, S. 157) die „Pyritische Blei- und Zinkformation“ nennt. Er charakterisiert sie als aus Bleiglanz, schwarzer Zinkblende, Arsenkies, Eisenkies, Schwefelkies, Magnetkies und Kupferkies neben Quarz bestehend. Dabei liegen oft die Mineralien dieser Formation in derben Massen durcheinander, und eine bestimmte Sukzession läßt sich nicht beobachten; doch lassen sich zuweilen in den vorkommenden Gangdrusen im allgemeinen Bleiglanz und Zinkblende als die älteren, die Kiese als die jüngeren Glieder erkennen. In den vorliegenden Präparaten ist der Axinit mit Arsenkies und Zinkblende in der Weise vergesellschaftet, daß das Silikat die Zwischenräume zwischen den Erzen ausfüllt, die mit scharfen intakten Ecken und Flächen dagegen absetzen. Die Zinkblende wird an ihren Rändern stellenweise braun durchscheinend. Der Axinit ist zuweilen durchspickt mit unregelmäßig verteilten kleinen Epidotkörnchen. Hier und da werden vom Erze freigelassene kleine Zwischenräume von einem braun-grünlichen Zersetzungsprodukt ausgefüllt. Sonst kommen weiter keine Mineralien in dieser Kombination mit Erzen vor.

Die Bildung des Axinits auf dieser Erzlagerstätte kann auf zweierlei Art zustande gekommen gedacht werden. Entweder war die Erzmasse anfänglich von einem locker-porösen Gefüge, und in die Interstitien ist durch pneumatolytische Wirkung Axinit zum Absatz gelangt, oder es sind durch diese Tätigkeit nichtmetallische Substanzen, welche Zwischenräume zwischen den Erzpartikeln eingenommen hatten, unter Zufuhr von Solutionen aus dem Nebengestein in Axinit übergeführt worden.

Aus der Intaktheit der Erzindividuen läßt sich der Schluß ziehen, daß die Temperaturen bei den sich abspielenden chemischen Prozessen nicht so hoch gewesen sein können, daß ein Anschmelzen von Arsenkies oder Zinkblende stattgefunden hätte. Eine genaue Berechnung der Maximaltemperatur läßt sich natürlich trotzdem nicht anstellen, weil nicht der Schmelzpunkt dieser Erze bei normalem Atmosphärendruck einer solchen zugrunde gelegt werden könnte, und der wirkliche Betrag des Druckes sich der Beurteilung entzieht.

Über die geologischen Bedingungen der Axinitbildung überhaupt und speziell derjenigen im Erzgebirge.

Betrachtet man die Kartenskizze auf S. 21 und erwägt zugleich, daß die auf diesem kleinen Ausschnitt des Erzgebirges eingetragenen Axinitvorkommen die einzigen sind, die dieses Gebirge überhaupt aufzuweisen hat, so wird man unwillkürlich vor die Frage nach der eventuellen Ursache dieser Erscheinung gestellt. Um ein Verständnis für die betreffenden Verhältnisse zu gewinnen, wird es nötig sein, einige Betrachtungen geologischer Natur über die Axinitbildung im allgemeinen anzustellen.

Da wird zunächst konstatiert werden können, daß überall, wo Axinit in granitreichen Gebirgen vorkommt, die Fundstätten dieses Minerals in ähnlicher Weise wie im Erzgebirge auf nur wenige Orte konzentriert sind, so in den Alpen, in den Pyrenäen, auf der cornischen Halbinsel usw.

Zugleich läßt sich eine gewisse Gesetzmäßigkeit in den räumlichen Beziehungen dieser Fundstätten zu den Granitmassiven nicht übersehen. Sie sind nämlich entweder an der Peripherie der Granitkörper in deren Kontakt mit kalkreichem Nebengestein (bzw. mehr oder weniger darüber hinaus s. u.) gelegen, oder sie sind quasi als Vorposten bzw. Nachzügler in der Hauptrichtung eines durch die Denudation bloßgelegten Zuges von Graniten zu suchen, wobei die Entfernung von dem nächstgelegenen zutage gehenden Tiefengestein zuweilen eine recht beträchtliche sein kann.

Wo granitisches Magma bei der Entstehung eines Gebirges in die sich bildenden Falténräume eindrang, da mußte sich naturgemäß bei fortschreitender Denudation die Längsrichtung des Gebirges auch in einer mehr oder minder geraden Reihe (oder mehreren derselben) von allmählich bloßgelegten Granitpartien ausdrücken. Solche Reihen sehen wir in den Alpen, den Pyrenäen, der cornischen Halbinsel, den deutschen Mittelgebirgen usw. aufgeschlossen.

Nun ist der Axinit in weitaus den meisten Fällen zweifellos als Produkt der pneumatolytischen Wirkung granitischen Magmas erkannt worden. Immerhin aber gibt es, wie gesagt, unten näher erörterte Axinitvorkommen, die so weit von zutage gehenden Graniten entfernt sind, daß man sie unmöglich auf diese als ihre Urheber beziehen kann. Wenn nun aber solche Fundorte fast ausnahmslos in der Richtung eines Zuges von Graniten in dessen Verlängerung liegen, und die Gebirgsbildung das Vorhandensein noch nicht denudierter Granite zum mindestens wahrscheinlich macht, so dürfte wohl die Auffassung, daß in solchem Fall der Axinit seine Entstehung einem nicht gar zu weit von der Oberfläche anstehenden Granit verdankt, eher zulässig sein, als die künstliche Konstruktion einer Ausnahme, derzufolge entweder auch andere benachbarte Eruptivgesteine unter Umständen Borsäuredämpfe zu exhalieren befähigt erschienen, oder gar hier der Axinit überhaupt nicht pneumatolytischer Natur wäre. Daß die Mineralien der pneumatolytischen Gruppe überhaupt sehr häufig viel weiter von heute an der Erdoberfläche anstehenden Eruptivgesteinen zur Ausbildung gelangt sind als die rein thermodynamischen Erscheinungen der eigentlichen Kontaktmetamorphose reichen, ist längst aufgefallen, und es ist insofern ganz natürlich, als letztere an den Körper des metamorphosierenden Gesteins, während erstere dagegen an Spalten gebunden erscheinen[1]). In diesem Zusammenhang sei auch eine erst kürzlich erschienene Abhandlung von G. Barrow und H. H. Thomas: Über Graniteinwirkungen aus der Gegend von Bodmin (Cornwall) erwähnt. (Ref. im Centralbl. f. Min. 1908, Nr. 10, S. 312.) Danach sind die Gasintrusionen später erfolgt als die thermometamorphischen Vorgänge und bringen öfters ihre größte Wirkung erst jenseits der Kontaktzone hervor.

So kann es sich nach Maßgabe des Spaltenverlaufs zutragen, daß in allernächster Nähe der Granitgrenze überhaupt gar keine pneumatolytischen Bildungen entstanden sind, sondern erst weiter draußen, und daß ihr Vorkommen von dem Granit durch eine von ihnen freie Zone getrennt ist.

Was nun im speziellen die Axinitisierung anlangt, so ist dieselbe nicht nur abhängig von der Granitnähe, sondern zugleich von der Gegenwart eines axinitisierungsfähigen, d. h. also in erster Linie kalkreichen Nebengesteins.

[1]) Vgl. Zirkel (Lehrbuch d. Petrogr. VI, 2. Aufl., S. 118 ff.), Rosenbusch (Elem. d. Gesteinslehre, 2. Aufl., S. 44), auch Weinschenk (Über Mineralbestand und Struktur d. krystallinischen Schiefer. Abh. d. k. bayr. A. d. W. 1906, II. Kl., XXII, 3. Abt., S. 760 ff.), Luedecke (Die Mineralien des Harzes. Berlin 1896, S. 539).

Es werden somit die drei Grundbedingungen gegeben sein müssen, damit es zur Bildung von Axinit kommt:

1. Entwicklung pneumatolytischer Agenzien aus einem granitischen Magma,
2. ausreichende Spaltenbildung mit geeignetem Verlauf,
3. axinitisierungsfähiges Nebengestein.

Zur Erklärung der relativ großen Seltenheit des Axinits diene noch folgende Erwägung:

Vergegenwärtigt man sich, daß bei einer Auffaltung oder Auftreibung von Schichten durch gebirgsbildende Prozesse Spaltenbildung und Zerklüftung nach der Scheitelregion der Antiklinalen zu am energischsten vor sich gehen wird, so sind auch die Wege gegeben, auf denen etwa unterhalb der gestörten Straten entstehende Fumarolen am ausgiebigsten an die Oberfläche gelangen werden. Wo also auf Pneumatolyse zurückzuführende Mineralneubildungen sich finden, da werden längs vertikaler Spalten aufgestiegene Dämpfe im allgemeinen eher als Ursache anzunehmen sein und außerdem eine beträchtlich intensivere Wirkung auszuüben vermögen als solche, die längs horizontaler Spalten ins Nebengestein eingedrungen wären.

Setzt nun die Denudation ein, so werden von ihr ja gerade diese Scheitelregionen und mit diesen die pneumatolytischen Mineralien am ersten und vernichtendsten ergriffen werden. Fundorte des Axinits und seiner Genossen werden also am ehesten dort vermutet werden können, wo eine verhältnismäßig dünne Lage von älteren Gesteinsschichten, die den Gasen von unten herauf den Durchtritt auf Spalten gestatteten, noch über einem Granitstock oder -massiv erhalten geblieben ist, die Gegenwart von axinitisierungsfähigem Gestein selbstredend vorausgesetzt.

Ob das auffällige Fehlen der gewöhnlichen thermo-metamorphischen Kontakterscheinungen, wie es an gewissen Regionen in nächster Nachbarschaft von Tiefengesteinen zuweilen konstatiert wurde[1]), am Ende auch auf Denudationswirkung zurückgeführt werden könnte in Verbindung mit vielleicht ungewöhnlicher lokaler Konfiguration des Tiefengesteinskörpers, soll hier nicht näher untersucht werden. Nur festgestellt soll werden, daß im Gegensatz zur Seltenheit der Axinitvorkommen die gewöhnlichen Kontakterscheinungen vom Granitkörper so

---

[1]) Zirkel (Lehrb. d. Petrogr. I, 2. Aufl., S. 587). Als Beispiele dieser Erscheinung werden die Westseite des Granitmassivs von Huelgoat in der Bretagne und die unmittelbare Umgebung des Elsässer Belchen genannt, auch die *Dictyograptus*schiefer im Granitkontakt bei Gunildrud in Norwegen.

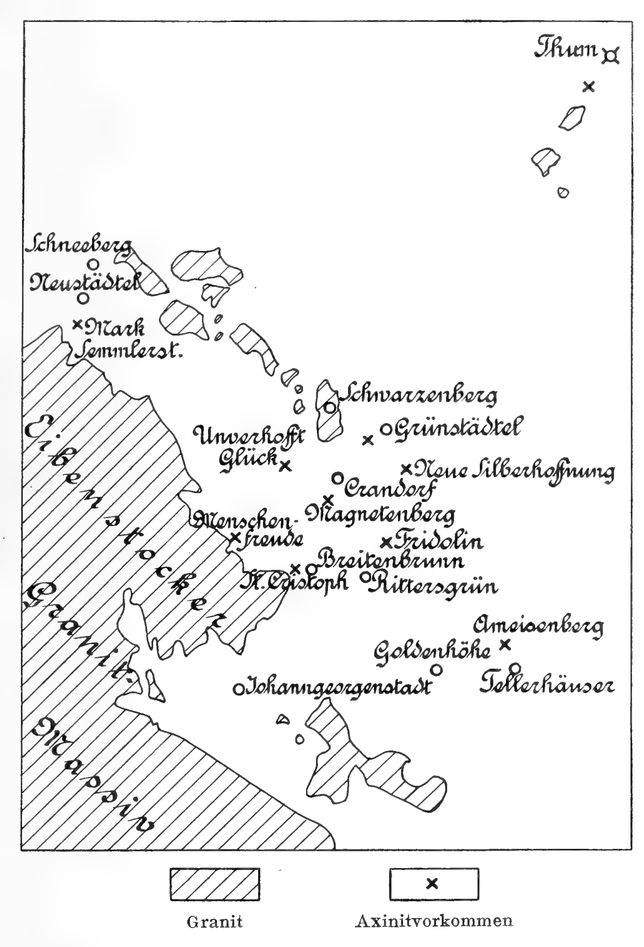
allgemein beobachtet werden, daß man nicht ansteht, die unterirdische Anwesenheit eines solchen anzunehmen, auch wo er unterhalb der überlagernden Schichten nicht direkt nachgewiesen wurde, wenn diese nur in petrographischer Beschaffenheit mit den typischen kontaktmetamorphen Gesteinen übereinstimmen, und die tektonischen Verhältnisse einer solchen Annahme nicht widersprechen. Als ein typisches Beispiel hierfür seien die Fruchtschiefer von Ebersbach und Eichigt der Sektion Adorf in Sachsen erwähnt. Darüber wird berichtet (Erl. z. g. Sp.-Karte, R. Beck, Leipzig 1884): „Wenn diese Schiefer schon im äußeren Ansehen nicht zu unterscheiden sind von den Fleck- und Fruchtschiefern, welche den äußeren Kontakthof der die erzgebirgischen Phyllite und Tonschiefer durchsetzenden Granitstöcke bilden, so ergibt auch die mikroskopische Untersuchung ihre völlige Übereinstimmung mit diesen nachweislich kontaktmetamorphischen Gesteinsmodifikationen .... Nicht nur die .... petrographische Beschaffenheit der Fleckschiefer .... sondern auch die abnormen Konturen des von ihnen gebildeten Areals legen die Vermutung nahe, daß wir es hier ebenfalls mit den Produkten einer Metamorphose zu tun haben, welche ein in verhältnismäßig geringer Tiefe anstehender flachgewölbter Granitstock auf die ihn überlagernden und verbergenden Schiefer ausgeübt hat .... Vielleicht nicht zufällig ist die geographische Lage dieser Fleckschiefer. Verbindet man nämlich den Mittelpunkt des Kirchberger und denjenigen des Lattengrüner Granitmassivs, so schneidet die Verbindungslinie in ihrer südwestlichen Verlängerung den fraglichen Fleckschieferkomplex bei Ebersbach und Eichigt."

Es fragt sich nun, wieweit etwa auch dem Axinit ein ähnlicher diagnostischer Wert wie den soeben erörterten Kontakterscheinungen in denjenigen Fällen zugesprochen werden dürfte, wo die Quelle seiner Entstehung nicht zutage liegt. Eine Besprechung der uns bekannt gewordenen Axinitvorkommen dürfte vielleicht einiges für eine Beantwortung dieser Frage in positivem Sinne ergeben.

Die Axinitvorkommen im Erzgebirge.

Betrachten wir die erzgebirgischen Vorkommen von Axinit auf ihren geologischen Verband hin, so ergibt sich die Tatsache, daß dieses Mineral ganz streng an die Nachbarschaft von Granit gebunden ist. In welchem Sinne das aufzufassen ist, ergeben die weiter unten angestellten Erörterungen. Im Erzgebirge fällt diese Abhängigkeit um so mehr auf, als hier

auf verhältnismäßig kleinem Raume Eruptiva verschiedensten Alters und verschiedenster Konstitution an die Oberfläche gelangt sind.



Übersichtskarte der erzgebirgischen Axinitvorkommen.

Es sei noch hervorgehoben, daß das Gebundensein von Axinit an die Nähe des Granits in dessen engstem Sinne zu nehmen ist, und die nach den neuesten Forschungen (Geol. Übersichtskarte des Königreichs Sachsen, bearbeitet von Hermann Credner, Leipzig 1908 — sowie C. Gäbert, Die

Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen, Z. d. D. Geol. Ges. 1907, Heft 3) als granitische Eruptivgesteine aufzufassenden Gneise dieses Mineral in ihrem Kontaktgebiet nicht aufzuweisen haben, obgleich in ihrer Umgebung kalkreiche Einlagerungen wie Amphibolite und Kalksteine nicht fehlen, die gegebenenfalls die zur Axinitbildung notwendige Unterlage geboten hätten. Von borsäurehaltigen Mineralien in den Gneisen und ihren Kontakthöfen ist nur Turmalin bekannt.

Faßt man nun nach dieser Einschränkung die erzgebirgischen Granite näher ins Auge, so ergibt sich, wie gesagt, weiterhin, daß durchaus nicht sämtliche eine Veranlassung zur Axinitbildung in benachbartem Gestein gegeben haben. Vielmehr ist es eine topographisch leicht zu präzisierende Zone innerhalb der Schieferformationen, die von benachbarten Graniten axinitisiert worden ist.

Es ist

1. das Gebiet zwischen der Nordostflanke des Eibenstocker Granitmassives und den kleinen dieser Flanke parallellaufenden Granitentblößungen der Sektionen Schneeberg und Schwarzenberg-Aue mit einer südöstlichen Fortsetzung bis zu den Tellerhäusern anf Sektion Wiesenthal;

2. die durch die kleinen in der Richtung Geyer—Thum aufsetzenden Granitstöcke gekennzeichnete Gegend. Die beiden der Längserstreckung dieser Zonen entsprechenden Linien erweisen sich als mit jenen beiden Hauptrichtungen (SW—NO und SO—NW) übereinstimmend, die in der Tektonik des sächsischen Erzgebirges in so markanter Weise zum Ausdruck kommen.

Die Frage nach der Ursache einer so sinnfälligen Konzentration der erzgebirgischen Axinitvorkommen wird unter den im vorhergehenden Abschnitt erwähnten Gesichtspunkten gelöst werden können.

Wenn ursprünglich gewiß an vielen Stellen des Erzgebirges die drei Hauptbedingungen gegeben waren, bei deren Zusammenwirken unser Mineral allein zur Ausbildung gelangen kann, und in dieser Beziehung die nunmehr axinitführende Zone prinzipiell nichts vor anderen ehedem gleichfalls für ausgiebige Axinitbildung geeigneten Gebieten voraus hatte, so liegt unseres Erachtens das unterscheidende Moment lediglich darin, daß hier ein der Axinitisierung anheimgefallenes Gebiet erhalten blieb, während der Denudationsprozeß die übrigen etwaigen Vorkommen dieser Art mit zerstört hat. Es liegt eben in der Natur dieses pneumatolytischen Produkts, daß die allergünstigsten Orte für seine Entstehung zugleich die allerungünstigsten für seine Erhaltung sind.

Zur Charakteristik des in Frage kommenden Gebiets mit einstweiligem Ausschluß der Thumer Vorkommen (s. u.) in geologischer Hinsicht diene folgendes: Ein Schiefermantel, bestehend aus glimmerigen Phylliten, Albitphyllit und Muscovitschiefer mit zahlreichen Einlagerungen von Amphibolgesteinen in verschiedenen Varietäten, krystallinischen Kalksteinen und Quarziten, legt sich einerseits dem Eibenstocker Granitmassiv, andererseits den ihm parallel laufenden Granitinseln an. Die normalen Kontakthöfe dieser letzteren gehen schon an der Oberfläche ineinander über und stehen mit demjenigen des Eibenstocker Massivs vielfach in unterirdischer Verbindung. Aus diesem Umstande und aus dem allenthalben festgestellten flachen Einfallen des Granits unter die Schieferstraten, sowohl von dem großen Massiv nach den kleinern hin als auch umgekehrt, könnte man schon auf einen direkten Zusammenhang all dieser Schiefergesteine unter Tage schließen, wozu noch als ein sehr wesentliches Moment die petrographische große Ähnlichkeit derselben kommt. Außerdem aber ist auch die Anwesenheit von Granit in relativ großer Nähe der Oberfläche unter der Schieferhülle durch den Bergbaubetrieb an vielen Stellen direkt nachgewiesen worden. Auch auf die Einschlüsse von Granit in den Phonolithen und Basalten von Sektion Wiesenthal sei hier vorgreifenderweise hingewiesen. Daß die horizontale Ausdehnung der Kontakthöfe mit dem Einfallswinkel, den der Granitkörper mit den ihn begrenzenden Schiefern bildet, in direktem Verhältnis steht, konnte für das ganze Eibenstocker Massiv mit aller wünschenswerten Sicherheit nachgewiesen werden.

Nun haben wir es also in der axinitführenden Zone mit einem Gebiet zu tun, das, aus Schichten von relativ sehr geringer Mächtigkeit bestehend, auf eine sonst im Erzgebirge nicht beobachtete sehr große Erstreckung hin von Granit direkt unterteuft wird. Es liegen demnach die Verhältnisse hier noch so, wie wir sie uns vor der Bloßlegung der Tiefengesteine als weitverbreitet gewesen denken müssen. Die Gelegenheit, hier und dort in den kalkreichen Einlagerungen Mineralneubildungen zu schaffen, war also den aus granitischem Magma stammenden Fumarolen geboten, und zwar auf dem bevorzugten Wege vermittelst mehr oder weniger steiler Spalten.

Ausdrücklich sei darauf hingewiesen, daß es in der Tat des Zusammenwirkens außergewöhnlich günstiger Umstände zu bedürfen scheint, damit Axinit entstehe; denn im Verhältnis zu der großen Zahl axinitisierungsfähiger Gesteine in unserm Gebiet sind die Axinitvorkommen immerhin sehr spärlich zu

nennen. Hierbei muß auch noch im Auge behalten werden, daß hier eine Gegend intensiven Bergbaues vorliegt, dessen Anfänge weit zurückreichen, und daß der Axinit ein Mineral ist, welches der Aufmerksamkeit nicht so leicht entgeht.

Daß die Verteilung der Fundstätten in keiner Weise mit ihrer Entfernung von den oberirdischen Granitgrenzen in Zusammenhang gebracht werden kann, lehrt ein Blick auf die Kartenskizze.

Weniger günstig für den Nachweis des Zusammenhanges von Ursache und Wirkung liegen die entsprechenden Verhältnisse um Thum. Es möge als ein Beispiel von Axinitvorkommen, bei welchem der örtliche geologische Befund zunächst keinen direkten Aufschluß über die Quelle der pneumatolytischen Agenzien gewährt, hier seinen Platz finden.

Die Vorkommen mit der Bezeichnung: Hofmannsche Fabrik und St. Niklas-Morgengang sind am weitesten von der oberflächlichen Grenze des Greifensteingranits, gegen 3 km in nordöstlicher Richtung, gelegen und reichen über den eigentlichen Kontakthof um ca. 2 km hinaus. Unterirdisch anstehender Granit ist auch durch den ehemaligen Bergwerksbetrieb nicht nachgewiesen worden. Daß die vier Granitinseln der Sektion Geyer-Ehrenfriedersdorf untereinander in unterirdischem Zusammenhange stehen, ist als feststehend anzunehmen, mithin ein flaches Einfallen des Greifensteingranits in südwestlicher Richtung. Nach Nordosten aber, also nach Thum hin, fehlen die Aufschlüsse. Granitisches Magma als Quelle der Borsäuredämpfe ist aber auch hier schon wegen der Vergesellschaftung des Axinits mit anderen vermutlich pneumatolytischen Produkten und der Nachbarschaft von Zinnerzgängen, die, in nächster Nähe der Greifensteine beginnend, in nordöstlicher Richtung bis gegen 2 km weit ausschwärmen, durchaus anzunehmen. Wie das Profil des Granitzuges in südwestlicher Richtung abwechselnd kuppelförmige Erhebungen und sanfte Senkungen zeigt, so kann es zwanglos auch nach Nordost fortgesetzt gedacht werden, und wir dürfen uns wohl eine Granitkuppel sich unter der Stadt Thum aufwölbend vorstellen.

Der axinitführende chloritische Hornblendeschiefer, etwa auf der Mitte der Verbindungslinie zwischen Greifensteingranit und Thum gelegen, zeigt auch nur die Wirkung, nicht aber die Ursache der Pneumatolyse.

Wie schon eingangs dieser Abhandlung hervorgehoben wurde, lehren uns die Axinitvorkommen von Thum bezüglich der Mineralvergesellschaftung zwei Hauptarten zu unterscheiden: solche, die mit nicht metallischen Mineralien, und solche, die mit Erzen verbunden sind.

Ein ähnlicher Gegensatz wiederholt sich unter den übrigen erzgebirgischen Axinitvorkommen und anderenorts. Wo das Mineral in reichlichem Maße von sehr verschiedenen Erzen begleitet wird, kompliziert sich die Deutung seiner Herkunft, indem der Ursprung der Erze für die genetische Auffassung nicht unberücksichtigt bleiben darf. Hier würde man entweder anzunehmen haben, daß es zufällig ein Erzvorkommen gewesen sei, welches nachträglich auf pneumatolytischem Wege mit Axinit ausgestattet wurde, oder daß — was wohl näher liegt — auch in den Erzen selbst Produkte einer Pneumatolyse anerkannt werden müssen.

Es ließe sich sehr wohl denken, daß die in Frage kommenden Erzlagerstätten analog den von J. H. L. Vogt im Christianiagebiet an der Grenze des postsilurischen Granits beobachteten Vorkommnissen enstanden sind. Vogt führt aus, daß diese Erze (Magnetit und Eisenglanz mit untergeordneten Kupfer-, Zink- und Bleierzen) nur durch Emanation von Metalldämpfen (Fluoriden, worauf die oft sehr häufige Gegenwart von Flußspat verweist, und Chloriden), welche ursprünglich in dem Granitmagma aufgelöst waren, entstanden sein konnten; der Granit selbst enthält keine Erze (Stockh. Geol. Fören. Förh. XIII, 1891, 520, 683; Om dannelse jernmalms forekomster. Kristiania 1892, 149).

Auf Sektion Schneeberg[1]) kommt der Axinit in dem ehemaligen Grubenfelde vom Eisernen Landgraf auf dem Marksemmlerstollen in einem etwa 2 m mächtigen Lager von Hornblendeschiefer vor. Das Gestein gehört zu der feinkörnig schiefrigen, häufig gebänderten feldspatarmen Varietät von Augit-Hornblendeschiefern mit gelegentlichem Skapolithgehalt. Auf Klüften und Hohlräumen bricht Granat mit Kalkspat und Epidot ein. Zur Charakteristik dieser Gesteine gehört außerdem ein in der Regel ziemlich beträchtlicher Gehalt an Erzpartikeln, so daß in einigen Fällen diese Vorkommen zu den Erzlagerstätten gezählt werden können, und zwar sind Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Arsenkies die häufigsten Erze, zu denen sich stellenweise Zinkblende, Bleiglanz und Magneteisen gesellen. Silikate und Erzpartikel scheinen gleichzeitiger Entstehung zu sein, da sie aufs innigste miteinander verwachsen sind, und erstere von letzteren zuweilen umschlossen werden.

Was die Grenzverhältnisse zwischen dem Eibenstocker Granit und dem Schiefergebiet anlangt, so sind sie vielfach unterirdisch durch Bergbaubetrieb entblößt worden, und mit

---

[1]) K. Dalmer: Erl. z. g. Sp.-K. Leipzig 1883.

Hilfe dieser Aufschlüsse wurde festgestellt, daß die Grenzfläche jenes Massives bald flacher, bald steiler in nordöstlicher Richtung, also unter die Schiefer einfällt. In bezug auf den Schlemaer Stock gilt dasselbe, so daß es in den Erläuterungen zu dieser Sektion zum Schlusse heißt: „So ruht denn also das gesamte, die Stadt Schneeberg tragende Schiefergebiet auf einer die unterirdische Fortsetzung des Schlemaer Stockes bildenden Granitunterlage, deren vielfach undulierte, bald kuppenartig sich erhebende, bald muldenförmig sich einsenkende Oberfläche im allgemeinen flach nach SW einfällt. Mutmaßlich vereinigt sich der Schlemaer Granitstock in größerer Tiefe mit dem Eibenstocker Granitmassiv. Die Kontakthöfe der beiden Massive stehen unterirdisch im Zusammenhang."

Unter den Bergwerken, die das Vorhandensein von Granit unter Tage erwiesen haben, ist auch der Marksemmlerstollen genannt. Hier steht der Granit 200 m unter Tage an.

Ebenso wie das Schneeberger Axinitvorkommen sind diejenigen von Sektion Schwarzenberg zu beurteilen. Daß sie sich keineswegs nach der oberflächlichen Verbreitung der einzelnen zutage gehenden Granitmassive oder -inseln richten, ergibt die Karte.

Daß sie aber wiederum ihre Entstehung dem Vorhandensein von unterirdisch anstehendem Granit verdanken, geht aus der Untersuchung über die Architektonik des Gebietes hervor. Heißt es doch in den Erläuterungen zu dieser Sektion[1]) am Schlusse des Kapitels über die horizontale Verbreitung der Kontaktzonen und Erläuterung der Randprofile: „Alle diese Tatsachen führen zu dem Schlusse, daß die ganze zwischen den Granitinseln von Oberschlema, Auerhammer, Aue, Lauter, Schwarzenberg, Erla usw. einerseits und dem Eibenstocker Granitmassiv andererseits sich ausdehnenden Schieferpartien als dünne Decke auf der unterirdischen Fortsetzung dieser in der Tiefe miteinander kommunizierenden Granite aufruhen oder gleichsam schwimmen und jedenfalls nicht in größere Tiefe hinabreichen können, eine Annahme, die durch zahlreiche Granitentblößungen zwischen den größeren Inseln sich noch um so sicherer gestaltet."

Axinit kommt im Schwarzenberger Gebiet sowohl im Erlanfels, der der Gneisformation eingelagert erscheint, als auch auf den erzführenden Pyroxen-Strahlstein-Einlagerungen der Glimmerschieferformation vor. Über die erstere Art des Axinitvorkommens sind die Angaben unvollständig. Jedenfalls handelt es sich um die Erlanvorkommen zwischen Grünstädtel

---

[1]) F. Schalch: Erl. z. geol. Sp.-K. Leipzig 1884.

und Crandorf. Genannt wird hier als Axinitfundort das Hohe Rad südwestlich von Grünstädtel. Der Axinit tritt an diesem Ort in kleinen blättrigen Aggregaten in Quarz eingewachsen auf, auch soll er früher derb, dünnschalig und lagenweise mit asbestartigem Strahlstein vorgekommen sein.

Axinit findet sich hier um Schwarzenberg:

1. am Magnetenberg bei Crandorf auf einem Erzlager. Als Begleitmineralien werden noch Kieselkupfer, Bismutin und Zinnstein aufgeführt;

2. in der Lagergruppe von Unverhofft Glück an der Achte. In der Erläuterung zur Sektionskarte wird berichtet, daß das Erzflöz in der Hauptsache aus feinkörnigem erlanartigen Salitfels besteht;

3. auf dem Lager Neue Silberhoffnung bei Groß-Pöhla. In seiner südwestlichen Fortsetzung hat die Grube Engesburg gebaut. FREIESLEBEN führt von derselben unter anderen Mineralien neben Magnetit, Granat, Strahlstein und Epidot auch Axinit an.

Die Erzlager der Glimmerschieferformation von Johanngeorgenstadt schließen sich aufs engste denjenigen von Schwarzenberg an. Ebenso treten ähnliche Erzlager als konkordante Einlagerungen in den normalen und kontaktmetamorph umgewandelten Phylliten auf. Das hier fast allgemein verbreitete Auftreten von Turmalin, Zinnstein und Flußspat in den Erzlagern beider Formationen wird in den Erläuterungen zur Sektionskarte[1]), neben anderen Tatsachen für die Wahrscheinlichkeit einer genetischen Beziehung der Lager zur Eruption des Granits hervorgehoben, was dann wohl ebenfalls für die Lager von Schneeberg und Schwarzenberg zu gelten hätte.

Weiter wird aus dem Johanngeorgenstädter Gebiet über Gesteine berichtet, die in petrographischer Hinsicht mit den im Bereiche der Kontaktzonen vielfach verbreiteten Turmalinschiefern große Ähnlichkeit haben und mitten im Gebiete der normalen Phyllite (so bei Oberrittergrün) außer sichtlichem Kontakt mit irgendwelchen Eruptivgesteinen auftreten. Sie bestehen in ihrer typischen Ausbildung (bei Halbmeil) aus abwechselnden dünnen Lagen und Schmitzen von weißem Quarz und feinkörnig schwarzem Turmalin.

Die axinitführenden Lager sind folgende:

1. Fridolin am Sonneberg. Es wird als Strahlsteinfels bezeichnet. Als Begleitmineralien werden genannt Feldspat, Epidot, asbestartige Hornblende, Prasem, Quarz, Kalkspat und wenig eingesprengter Kupferkies.

---

[1]) F. SCHALCH: Erl. z. geol. Sp.-K., 2. Aufl., Leipzig 1901.

2. Lager von St. Christoph bei Breitenbrunn. An der Zusammensetzung des eigentlichen Lagers nehmen teil: Pyroxen und Hornblende in mehreren Varietäten, Feldpat, Granat, Quarz, Prasem, Glimmer, Vesuvian, Turmalin, Epidot, Chlorit, Serpentin (Pikrolith), Flußspat, Helvin, Axinit, Zoisit, Talk, Thraulit, Rutil, Apatit, Titanit, Titaneisen, Arsenikkies, Leberkies, Speerkies, Magnetkies, Blende, Magneteisenstein, Zinnstein, Roteisenstein, Wolfram.

3. Lager von Menschenfreude am Füllbach. Dies ist ein Pyroxenfels mit Zinkblende und Magnetit. Von anderen Mineralien sollen früher noch beobachtet worden sein: Strahlstein (wenn nicht Pyroxen), Axinit, Arsenikkies, Kupferkies, Bleiglanz und Magneteisenstein.

4. Am Zigeuner.

Hier soll nach Frenzels Mineral-Lexikon (1874, S. 33) Axinit mit Epidot vorkommen, doch findet sich keine nähere Angabe darüber.

Auf Sektion Wiesenthal endlich tritt uns der Axinit scheinbar ganz ohne Zusammenhang mit dem Granit entgegen. Man hat ihn im Phyllitgneis am Ameisenberg nordwestlich von den Tellerhäusern gefunden. Nach den Erläuterungen zu dieser Sektion (A. Sauer, 1884, S. 37) sind die Phylittgneise aus Muscovit, Feldspat und Quarz gebildete Gesteine, und zwar bei vorwiegendem Glimmergehalt einem feldspatreichen Glimmerschiefer sehr ähnlich oder in den feldspatreichsten Gliedern gneisartig. Der Feldspat (ein zwischen Albit und Oligoklas stehender Plagioklas) vermag sich so anzureichern, daß geradezu Feldspatschiefer entstehen. Ein sehr konstanter, jedoch meist nur mikroskopischer Begleiter dieser Phyllitgneise ist Epidot. Ferner wurden noch Hornblendenädelchen, Granatkörnchen, Titanite und Partikel von opakem Erz von schwarzer Farbe nachgewiesen. Die Fundorte dieser Gesteine, die sich am besten für das Studium eignen, beschränken sich hauptsächlich auf den westlichen Teil des zwischen den Tellerhäusern und Zweibach hinziehenden, als Ameisenberg bezeichneten Rückens. Auch an der Nordseite des Berges sind sie durch einen großen Steinbruch aufgeschlossen.

In der hier besonders typisch entwickelten glimmerschieferähnlichen Varietät zeigen die Quarzknauer häufig Drusenräume, die mit schönen nelkenbraunen Aggregaten von glasglänzendem Axinit der Kombination (001) (111) (101) $(1\bar{1}1)$ 112) ausgekleidet sind. Die Krystalle sind meist nur bis zur Hälfte frei entwickelt und zwar in Dimensionen bis zu 4 mm.

Von der größten Bedeutung für die genetische Erklärung dieses Vorkommens ist die Nachbarschaft typischer Turmalinschiefer. In den Erläuterungen heißt es: „In der Umgebung von Goldenhöhe treten in enger Verbindung mit glimmerigen Quarz- und Feldspatphylliten typische Turmalinschiefer auf, jedoch nicht als konkordante, dem Phyllit parallel eingeschaltete kleine Einlagerungen, sondern als Produkte einer von Spalten und Klüften aus stattgehabten Metamorphose des glimmrigen Phyllites, welche mehr oder weniger tief, jedoch im allgemeinen nicht über ein Dezimeter von der Spalte aus eindringend, sich derartig vollzog, daß lediglich die eigentliche mikrokrystalline Phyllitmasse durch einen feinstrahligen Turmalinfilz ersetzt wurde, während die Quarzlagen und -knauern, ohne die geringste Wandlung und Störung erfahren zu haben, aus dem unveränderten Phyllit in den Turmalinschiefer übersetzen. Zuweilen sind die Spalten mit Quarz-Turmalingangmasse ausgefüllt, oft aber fehlt auch eine solche, und es grenzt beiderseitig direkt an die Spalte der Turmalinschiefer. In ihrer petrographischen Erscheinung und ihrem geologischen Auftreten bilden diese Turmalinschiefer das vollkommenste Analogon zu den bekannten Auersberger Turmalinschiefern von Sektion Eibenstock. Profile, wie das in den Erläuterungen zu Sektion Eibenstock S. 39 dargestellte, welches die metamorphe Entstehung des Turmalinschiefers aus Phyllit klar und deutlich erhärtet, sind auch in der Goldenhöher Gegend verbreitet, besonders bieten solche die mächtigen Phyllitfelsen westlich vom Hermannsschachte dar. Ob diese Turmalinschieferbildungen auf Sektion Wiesenthal auf Kontaktwirkungen des Granits, wie das für die analogen Vorkommnisse der Sektion Eibenstock mit großer Wahrscheinlichkeit sich ergeben hat, zurückzuführen sind, ist darum schwer zu entscheiden, weil im übrigen andere Schiefer der Granitkontaktmetamorphose, nämlich Fleck- und Andalusitschiefer sowohl im Gebiete der Turmalinschiefer als auch auf Sektion Wiesenthal überhaupt, wenigstens oberflächlich, fehlen. Andererseits ist jedoch noch daran zu erinnern, daß, wie die zahlreichen größeren und kleineren Einschlüsse von Granit in den Basalten und Phonolithen des südlichen Sektionsgebietes beweisen, Granit in größerer Tiefe in der Gegend zwischen Goldenhöhe und Wiesenthal anstehen muß, und hiernach die Möglichkeit einer Einwirkung des Granits mittels bis an die Oberfläche fortsetzender Spalten nicht völlig auszuschließen ist.“

Angesichts solcher Tatsachen erscheint die Formulierung des letztgenannten Schlußsatzes von einer wohl übergroßen Vor-

sicht diktiert. Nimmt man noch das Axinitvorkommen hinzu, so kann mit aller Bestimmtheit die pneumatolytische Einwirkung eines granitischen Tiefengesteins in der Richtung von unten nach oben auf das durch Turmalinisierung und Axinitisierung betroffene Gebiet behauptet werden.

Außererzgebirgische Axinitvorkommen[1].

Was nun die ganze Reihe der sonst noch bekannt gewordenen Axinitvorkommen anbelangt, so scheint es sich auch immer um eine Neubildung in kalkreichem Nebengestein von Granit bzw. Syenit zu handeln. Sehr häufig ist dieses Abhängigkeitsverhältnis ausdrücklich hervorgehoben, oder es läßt sich, wo keine Angaben über den geologischen Verband des axinitisierten Gesteins gemacht werden, mit Hilfe von Karten die meist mehr oder weniger unmittelbare Nähe des granitischen Tiefengesteins feststellen; oder endlich, es kommt einer Deutung in genetischer Hinsicht die den Axinit begleitende Mineralgesellschaft zu Hilfe.

Ausnahmen von dieser Regel sind nirgends in überzeugender Weise nachgewiesen worden, und in keinem Falle ist die Art der Axinitvorkommen eine solche, daß irgendeine andere Auffassung über ihre Entstehung näher läge als die auf diesen Blättern eingehend gekennzeichnete.

Eine Reihe von Beispielen aus den in dieser Beziehung beststudierten Gebieten soll das Gesagte erläutern. Das Übereinstimmende mit den im Erzgebirge hinsichtlich der Axinitvorkommen beobachteten geologischen Verhältnissen wird sich ohne besonderen Hinweis ergeben.

In seinen Studien an metamorphischen Eruptiv- und Sedimentgesteinen (Jahrb. geol. L.-A. 1883, S. 633) bespricht Lossen die Axinitvorkommen des Harzes und sagt ausdrücklich, daß sie an die Nachbarschaft des Granits gebunden seien, wobei die bei der Turmalinbildung im Hornfels und dem ihm zunächst angrenzenden Granit so wirksame Borsäure die Eruption des Granits in Thermen oder als Exhalation begleitet und auf die kalkhaltigen Silikate im Diabas eingewirkt hat.

---

[1]) Eine gründliche Zusammenstellung aller bis zum Jahre 1896 bekannt gewordenen Axinitvorkommen findet sich in C. Hintze: Handbuch der Mineralogie II, 1897, S. 496—509.

Dabei sind allerdings jene Gesichtspunkte, die im folgenden vorwiegend geltend gemacht worden, nicht berücksichtigt, wie überhaupt von Hintze der pneumatolytische Charakter des Minerals noch gar nicht hervorgehoben wird.

Im folgenden weist LOSSEN die von J. ROTH geäußerte Ansicht, Borsilikate kämen auch unabhängig von Granit vor, und die Borsäure hätte ihre Quelle in der Substanz des Gesteines selbst (hier also des Diabases), zurück, da der Nachweis von Bor aus einem Primärmineral des echten Diabases unbekannt sei. Selbst wenn das Vorhandensein von Borsäure im Diabas nachgewiesen wäre, so schienen doch besondere geologische Bedingungeu gegeben sein zu müssen, die sich hier an die Graniteruption knüpfen, um dieselbe für die Axinitbildung beweglich zu machen, da die Diabasvorkommen im Harz nach vielen Tausenden gezählt werden, während Axinit nur an wenigen Stellen bekannt ist: Treseburg und Heinrichsburg in der Nachbarschaft des (granitischen) Ramberges, Wormketal und Andreasberg in der Nachbarschaft des Brockengranits. Diese Umstände sprechen für lokale Thermen und Exhalationen. Zudem ist der Axinit des Harzes nicht nur aus dem Diabas bekannt, sondern auch in Gemeinschaft mit Grossular in Kalkhornfelsen aus der Nachbarschaft von Schierke, auch auf Klüften eines Kalkhornfelses zwischen Treseburg und Friedrichsbrunn, hier jedoch ohne zutage gehenden Granit. Betrachtet man den Harz im Maßstab der Karte von LOSSEN, so ist die Granitnähe auch hier eine unmittelbare.

LUEDECKE bestätigt (Zeitschr. f. Naturw. 1889, S. 62) in einem Aufsatze über Axinit im Harze diese Abhängigkeit des Axinits von der Granitnähe und spricht sich auch in seinem Werke „Die Minerale des Harzes“ (Berlin 1896, S. 459) in diesem Sinne aus.

Die Axinitvorkommen von Frankreich sind besonders eingehend von LACROIX (Min. de la France, Paris 1893, S. 284 u. a. O.) behandelt worden, und diesem Forscher gebührt das Verdienst, durch seine Untersuchungen, namentlich in den Pyrenäen, in erster Linie das Verständnis für die Entstehungsweise des Axinits gefördert zu haben.

Deshalb seien auch diese Vorkommnisse vorangestellt und etwas eingehender besprochen. In seinem Aufsatze über den Granit der Pyrenäen und seine Kontaktphänomene (Bull. d. serv. de la carte géol. de la France, Paris 1900, S. 67, 71) berichtet LACROIX: Die Kontaktmetamorphose vom Pic d'Arbizon aus der Gegend von Barèges hat namentlich oberdevonische Kalke und Quarzite betroffen und ist unter anderem ausgezeichnet durch reichliche Bildung von Axinit und die Größe der sonstigen Kontaktmineralien. In einer äußeren Zone sind die Sedimente noch kohlehaltig, und in den Kalken, die nur wenig Quarz enthalten, treten zuerst Zoisit, dann Pyrenäit, daneben

auch Prehnit auf. — Der Axinit erscheint in großen Mengen einmal an den Rändern dieser silifizierten Massen gegen den Kalk hin und bildet außerdem wahre Gänge in ihnen, welche z. T. mit solchen von Epidot abwechseln. Solche Axinitgesteine, welche aber stets an die nächste Nähe des Granits gebunden sind, wiederholen sich vielfach, erscheinen auch als Fortsetzung von Aplitgängen im Granit und können eine Mächtigkeit von mehreren Metern erreichen.

Derselbe Verfasser sagt über „Les roches à axinite (limurites) des contacts granitiques des Hautes Pyrénées“ (compt. rend. 1898, 127, S. 673—675). Die paläozoischen Kalke des Pic d'Arbizon und Montfaucon sind durch Stöcke von Hornblendegranit auf eine Entfernung von ca. 300 m metamorphosiert. Außer den gewöhnlichen Kontaktmineralien Grossular, Idokras, Diopsid, Epidot, Zoisit und Feldspäten, welche vielfach zu Silikatbänken aggregriert sind, erscheint in unmittelbarer Nähe des Granits auch Axinit. Er liegt z. T. in den vorher genannten Silikatbänken, z. T. bildet er Nester auf der Granitgrenze, z. T. auch erfüllt er Spalten in den metamorphen Sedimenten und im Granit selbst. Seine gewöhnlichen Begleiter sind Pyroxen, Titanit, Epidot, Magnetkies, Feldspat, Kalkspat, Chlorit und innerhalb des Granits Albanit. Er ist violett, tafelig nach $(1\bar{1}1)$, seine Formen aber sind meist wenig ausgeprägt, da er nächst Kalkspat, Feldspat, Quarz und Magnetkies die jüngste Bildung ist. Die gangförmigen Massen im Granit grenzen sich nur wenig scharf von diesem ab. Ähnliche Axinit-Kontaktgesteine (Limurite) erscheinen auch am Nordrande des Massivs von Néouvielle, namentlich in einer etwa 100 m breiten Zone zwischen schwarzen Pyrenäit-Kalken und Granit. Die Bildung des Axinits an Stelle des sonst gewöhnlichen Turmalins ist wohl auf die Armut der metamorphischen Sedimente an Tonerde zurückzuführen.

Den Limurit aus der Vallée de Lesponne beschrieb F. Zirkel (N. Jahrb. f. Min. 1879, S. 379). Das Gestein wurde zuerst als Gerölle im Flußbett des Adour gefunden in der Gegend von Bagnères de Bigorre, dann in über halbkubikmetergroßen Blöcken bei der Brücke von Gerde an dem Wege ins Campaner-Tal, endlich vom Grafen de Limur anstehend oberhalb der Cabane Chiroulet am rechten Ufer des vom Col de Barran kommenden Wildwassers an dem Wege nach dem Lac bleu im Hintergrunde der Vallée de Lesponne gefunden. Über die geologischen Verhältnisse ist bekannt, daß im obersten Teile des Tales Glimmerschiefer mit Andalusit, Granat und Vesuvian, sowie turmalinführender Granit ansteht. Der Axinit

bildet hier etwa 60% des Limurits, Augit und Hornblende 30 bis 35%, Quarz und Calcit 5 bis 10%. Ersteres Mineral bildet den eigentlichen Grundbestandteil und tritt hin und wieder in homogenen Krystallen auf. Andere Partien sind mehr oder weniger von Augit und Hornblende durchwachsen, die in dem Grade die Oberhand gewinnen können, daß ein nur aus ihnen bestehendes Gemenge vorzuliegen scheint. Quarz und Calcit treten nur sporadisch in größeren mikroskopischen Flecken auf, die so aussehen, als ob sie Löcher im Gesteinsgewebe ausfüllten, obgleich auch für sie eine primäre Entstehung wahrscheinlich ist. Außerdem treten akzessorisch noch Titanit, Eisenkies und Magneteisen hinzu.

Frossard erwähnt einen Limurit aus der Region des Lac de Peyrelade (massif du Pic du Midi) und Lacroix sagt: „Il est probable que l'axinite s'est formé là sous l'influence de la granulite.“

Von weiteren Vorkommen aus den Pyrenäen sind noch zu nennen dasjenige vom Mail de Soulan und Beauregard bei Luchon im Dép. Haute Garonne und von der Vallée de Sáleix in Granittrümern des Pic de Gabanatous, Dép. Ariège, alle diese werden von Lacroix direkt als Kontaktprodukte des Granits betrachtet.

Das gleiche gilt von den Axinitvorkommen der Dauphiné. Lacroix sagt bei Beschreibung dieses Gebietes (Min. de la France 1893, S. 284), daß der Axinit sehr reichlich im Oisans zur Ausbildung gekommen ist, und zwar in einer ausgedehnten Zone von Amphiboliten und chloritischen Schiefern, auf welche der Granit seine pneumatolytische Einwirkung ausgeübt hat. Als äußerste Punkte im Norden und Westen, von denen Axinitfundorte gemeldet worden sind, bezeichnet er einerseits den Berg Chalanches bei Allemont, andrerseits die Cime du Cornillon. Die reichsten Fundorte finden sich aber in der unmittelbaren Nachbarschaft von Bourg d'Oisans.

Die in dieser Beziehung berühmtesten Orte sind von alters her La Balme d'Auris, Vernis und die an diese anschließenden Fundorte von der Combe de la Selle bei St. Christophe.

Die Begleitmineralien des Axinits in der Dauphiné sind vorzugsweise: Quarz, Calcit, Kalifeldspat, Epidot, Asbest, Prehnit.

Lacroix sagt: „Les cristaux du Dauphiné, que l'on rencontre dans les filonnets traversant les amphibolites granulitisées, sont tellement identiques comme forme et comme conditions de gisement, à ceux qui se trouvent dans les schistes et calcaires paliozoiques des Pyrénées, à proximité du granite, que j'ai cru devoir les traiter dans le même chapitre.

Dans ces deux cas l'axinite me parait devoir sa naissance à des fumerolles, qui ont suivi l'intrusion des roches granitiques."

Unter ähnlichen geologischen Bedingungen sind nach LACROIX auch die Axinite von Alençon in der Normandie und von Billiers bei Morbihan in der Bretagne entstanden, sowie diejenigen von der Fontaine du Caillet am Montanvers in Savoyen.

Die Axinitvorkommen der Schweiz halten sich an die langgestreckte Granitkette, welche die Glarner und Berner Alpen verbindet und den Tälern am Oberlauf der Rhone und des Vorderrheins gegen Norden und Süden vorgelagert ist. Die bekannten Vorkommnisse unter der Fundortsbezeichnung Piz Valatscha, Medelser Tal, Garviel usw. einerseits, dasjenige vom Lötschental andererseits flankieren gleichsam die große axiale Granitentblößung im Nordosten bzw. Südwesten. Dazu gesellen sich die Axinitvorkommen vom St. Gotthard etwa auf der Mitte zwischen jenen (KENNGOTT, Minerale d. Schweiz, 1866, S. 117. LEONHARD, Handw.-Buch d. topogr. Min. BACHMANN, Mitt. naturf. Ges. Bern 1877, Abh., S. 25.) Diese räumlichen Beziehungen zum Granit sind so sinnfällige, daß sie sich gar nicht verkennen lassen.

In Tirol am Monzoni muß nach aller Analogie der Syenit für die Entstehung des Axinits, der im Verein mit Granat und Kalkspat zollmächtige Gangschnüre im Diabas bildet, verantwortlich gemacht werden (VOM RATH, POGG. Ann. 1866, 128, S. 44. Diese Zeitschr. 1875, XXVII. S. 368)

Aus England wird von allen Fundstätten des Axinits übereinstimmend sein Auftreten in von Granit beeinflußtem Nebengestein betont.

1. Bei der Botallackgrube unfern St. Just in Cornwall, die auf Kupfer und Zinnerze baut, bildet derAxinit bis zu 6 cm mächtige Schnüre in einer eingelagerten Diorit-(Diabas-?)Partie. Nach Angaben von HARTMANN (Min. 1843, 2, S. 58), COLLINS (Min. of Cornwall 1871, S. 12) u. a. kommt er auch derb mit Turmalin und Granat vor. Als Urheber der Mineralneubildungen muß der die Küste bildende Granit angesehen werden.

2. Aus der Umgebung von Bodmin in Cornwall schildern G. BARROW und H. H. THOMAS (Min. Mag. and Journal Min. Soc. London 1908, S. 113) die auf pneumatolytischem Wege gebildeten Mineralien, wobei hervorgehoben wird, daß die Pneumatolyse öfters ihre größte Wirkung jenseits der normalen Kontaktzone um den Granit

geäußert hat. Die dabei gebildeten Mineralspezies sind von der Natur der von den Gasen durchsetzten Gesteine abhängig. In dem Killas entsteht gewöhnlich Turmalin, im Kalkstein dagegen neben anderen Mineralien der Axinit.

3. Am Nordwestrande des Dartmoor forest um Tavistock in Devonshire stoßen an den Granit Tonschiefer der devonischen Formation, die vielfach Einlagerungen von Kalkstein beherbergen, wozu sich metamorphische Diabase und Schalsteine gesellen. Auf alle diese Gesteine hat der Granit seine Kontaktwirkung ausgeübt. Zu den Mineralneubildungen gehört auch der Axinit (Busz, N. Jahrb. f. Min., Beilageb. XIII, S. 90).

4. Unter den Mineralien der Mid Devon Copper Mine bei Okehampton im Kirchspiel Belstone, Devonshire, am Nordrande des Dartmoor forest nennt Solly (Min. Mag. a. Journ. of the Min. Soc. Nr. 31, 1886, 6, S. 202) auch Axinit. Das Erzlager, bestehend aus Kupferkies und Arsenkies, liegt auf der Grenze zwischen Granit und Millstone grit, und wo es am reichsten ist, da ist auch Axinit am ausgiebigsten zur Entwicklung gelangt.

Die Vorkommen in Schweden und Norwegen zeigen gleichfalls das Auftreten des Axinits auf Erzlagerstätten oder in deren nächster Nachbarschaft. Als schwedische Axinitfundorte wären zunächst die Bergwerke von Nordmarken in der Nachbarschaft von Filipstad in Wermland zu nennen. Nach Bergeat (Die Erzlagerstätten. Leipzig 1904—1906, I, S. 128 ff.) sind die Erzlagerstätten (Magneteisenerz) hier in einem „Granulit", d. h. einem sehr feinkörnigen Gneis, der seinerseits von Granit umgeben wird, eingelagert. Die Erzkörper sind an Dolomit und Skarn (Hornblende- und Malakolithskarn) gebunden, und zwar sind sie in Linsen, Stöcken und Lagern durch den Skarn verteilt. Bergeat sagt: „Trotz der an Kontaktlagerstätten erinnernden Beziehungen zwischen Kalkstein und Kalktonerdesilikaten und trotz der teilweise großen Nähe von Graniten scheinen die Lagerstätten von Persberg und Nordmarken bei den schwedischen Geologen noch als sedimentär zu gelten. . . ."

„Es muß noch erwähnt werden, daß, wie die Karte zeigt, südlich des Grubenfeldes (von Nordmark) und unmittelbar angrenzend Granit ansteht. Sein Vorkommen ruft den Gedanken wach, daß die Nordmarker Lagerstätte eine Kontaktlagerstätte sein könnte."

Der Axinit von den Nordmarksgruben wird schon von Hisinger-Wöhler (Min. Geogr. von Schweden 1826, S. 165 ff.) neben Braunspat, Glimmer, Chlorit, Granat, Serpentin, Berg-

kork, Epidot, Strahlstein, Grammatit, Hornblende, Apatit, Pyrosmalith und Apophyllit genannt.

Auch in den Gruben von Dannemora, Provinz Upland, wird Axinit angetroffen. Dem eben zitierten Werke von Bergeat (S. 133) entnehmen wir, daß die Schichten in diesem Gebiet einer Zone von steilstehenden, der oberen archäischen Stufe zuzurechnenden Kalksteinen und krystallinen Schiefern angehören, zu denen sich Eruptivgesteine gesellen. Die letzteren sind die porphyrartigen Hälleflinten, d. h. zweifellose Quarzporphyrdecken eruptiven Ursprungs. Mit ihnen wechseln manganhaltige Kalksteine und „gebänderte Hälleflinten". Auch in Dannemora spricht man von Skarn oder „bräcka" und versteht darunter zähe, schmutzig dunkelgrüne, fast nur aus einem Filz von Hornblendenadeln, zum Teil aus Pyroxen und mehr oder weniger Epidot bestehende dichte Gesteine mit eingesprengtem roten Granat. Dieser Skarn ist bisweilen manganhaltig und begleitet die Erze. Axinit, Knebelit, Pyrosmalith kommen als seltene Mineralien auf Klüften des Skarns vor.

Über die Erzgänge von Kongsberg in Norwegen unterrichtet uns ebenfalls Bergeat (Die Erzlagerstätten II, S. 722 ff.). Das umgebende Gelände besteht aus krystallinen Schiefern, welche von Eruptivgesteinen, insbesondere kuppenförmigen Massen von Diorit und von Gängen und Stöcken von Olivinhyperit durchbrochen werden. Nach Westen zu grenzt das Gebiet unmittelbar an eine ausgedehnte Granitpartie. Nach der Karte steht auch eine solche Partie im Osten des Grubenfeldes an.

Die Gänge haben hier zu Gangarten bei weitem vorwiegend Kalkspat, — Flußspat ist recht häufig. Unter den sonst vorkommenden Mineralien wird Axinit genannt. Hausmann (Skand. Reise 1812, II, S. 23) hat auf eine gewisse Analogie, die zwischen dem Kongsberger und Dauphinéer Gängen stattfinden dürfte, hingewiesen, und zwar auch im Hinblick auf den beiden Vorkommnissen gemeinsamen Axinit.

Von den Arendaler Erzlagerstätten wird gleichfalls Axinit angeführt (Berg- u. Hüttenmännische Ztg. 1855, 10 u. a. O.). Das Küstengebiet besteht aus krystallinen Schiefern (zur Hauptsache Gneis) mit Einlagerungen von Hornblendeschiefer und Kalkstein. Die Arendaler Erzlagerstätten (hauptsächlich Magneteisen) werden (nach Bergeat: Die Erzlagerstätten I, S. 145) samt ihrem Nebengestein durchquert von verschiedenen Gesteinsgängen, insbesondere von solchen von Pegmatit und Granit. Außerdem sind jüngere Kalkspatgänge verbreitet, auf denen folgende Mineralien nachgewiesen wurden: Apatit,

Bothryolith, Calcit, Datolith (borsäurereich), Flußspat, Heulandit, Magnetkies, Magnetit, Kupferkies, Prehnit, Pyrit, Quarz, Silber, Stilbit und Turmalin. (Der hier nicht aufgeführte Axinit ist also vermutlich lange nicht wieder aufgefunden.) „Ähnliche Mineralien kommen auch in dem Kalkspat der Lagermasse vor — und man wird nicht fehlgehen, wenn man ihre Herkunft wenigstens teilweise auf die Nachbarschaft der Pegmatite zurückführt.“

Soweit bei den aus Rußland bekannt gewordenen Axinitvorkommen eingehendere Schilderungen über die betreffenden geologischen Verhältnisse vorliegen, bestätigen sie gleichfalls die Regel.

Über die Eugénie Michailowschen Gruben, in der Nähe des Dorfes Palkina gelegen, 15—20 km westlich und nordwestlich von Ekaterinburg, berichtet Karnojitzky (Verh. d. russ. kais. min. Ges. 1896, Ser. II, **34**, 1. Lief., S. 1—160). Die Lagerstätten liegen im Verbreitungsgebiete der Granite, und die gefundenen Mineralien sind: Gemeiner Granat, Hessonit, Pistazit, Puschkinit, Titanit, Axinit, Klinochlor, Mikroklin, Vesuvian, Aquamarin, Korund und einige teils seltene, teils problematisch bestimmte Arten. Fast überall beschränken sich diese Mineralien auf die Kontaktzonen der orthoklasführenden Tiefengesteine und der Amphibol-Gesteine. Selten kommen sie im Dolomit in dessen Kontakt mit Granit vor.

Am Berge Jelowaja (ebenda) tritt Axinit mit Puschkinit, Titanit, Mikroklin und Amphibol auf. Mit ersterem fast ausschließlich in lockeren Zersetzungsprodukten, die auf der Oberfläche des Fundorts lagern und die Spalten erfüllen. Petrographisch sind an diesem Berge zwei augenscheinlich im Kontakt stehende Gesteinsarten zu unterscheiden; die eine hat die Zusammensetzung des Syenits (mit viel Titanit), die andere kann als Amphibolit definiert werden.

Aus Nord-Amerika gehört hierher das Axinitvorkommen, wie es sich zu Franklin Furnace und Sterling Hill in New-Jersey findet[1]). Die hier auftretenden Manganzinkerzlagerstätten gehören einer Zone von weißem krystallinen Kalkstein an, der unmittelbar einem Gneis aufgelagert ist, welch letzterer von Intrusionen eines pegmatitischen Granits durchsetzt wird. In der Nähe dieser Intrusionen stellt sich auch u. a. Axinit ein.

Über einen Limurit aus Tasmanien berichten Twelvetrees und Pettered (Z. f. Kr., **34**, S. 214 exc.). Eine zwischen metamorphem Tonschiefer und Serpentin liegende Masse von

[1] R. Beck: Lehre von den Erzlagerstätten, S. 118.

Limurit nordöstlich von Dundas besteht aus Axinit mit Augit und Strahlstein. Akzessorisch findet sich Turmalin, Quarz, Sphen; Datolith und Danburit sind mit dem Axinit verwachsen. Das Gestein ist nach den Autoren wahrscheinlich durch Einwirkung von Borsäuredämpfen, die einem benachbarten granitischen Magma entstammen, aus einem Pyroxenit hervorgegangen.

Im Anschluß an die bisher erwähnten Vorkommen, wo der Axinit ausschließlich an das Nebengestein von Granit gebunden ist, findet er sich an manchen Orten im Granit selbst. (Es sei hierbei auf die Analogie mit der ebenfalls als pneumatolytisches Resultat aufgefaßten Greisenbildung hingewiesen.) Als Beispiele solcher Vorkommen sollen hier genannt werden:

In Schlesien sind es

1. der Axinit in den Drusenräumen des Granits von Striegau (Websky: Min. Mitteil. 1872, S. 1),

2. der Axinit von Königshain bei Görlitz, und zwar wurde er hier im Granitschutt gefunden (Thürach: Verh. d. phys. med. Ges. Würzburg XVIII, S. 50). Später wurde der Axinit in Form kleinster Kryställchen innerhalb der auch Turmalin und Wolframit führenden Drusenräume in den dortigen pegmatitischen Ausscheidungen des Königshainer Stockgranites nachgewiesen (Hazard: Sekt. Löbau-Reichenbach 1895, S. 19).

In der Schweiz ist diese Art des Vorkommens am Berge Scopi bei Santa Maria am Lukmanier beobachtet worden. Hier erscheint der Axinit auf Klüften und Hohlräumen eines sehr zerfressenen drusigen oder auch mehr dichten Granits (Kenngott: Die Minerale der Schweiz 1866, S. 117). An dem benachbarten Piz Valatscha wurde 1882 in Begleitung von Axinit der ebenfalls borsäurereiche Danburit gefunden.

Aus Italien ist zu nennen:

1. Der Axinit in Drusenräumen des Granits von Baveno (Streng: N. Jahrb. Min. 1887, I, S. 99).

2. Das Vorkommen von der Punta dell' Agnone am Golfe von Procchio auf Elba. Hier ruht mit horizontalen Flächen Granit als Bank über Cippolin (chloritführender Marmor). Eine Granitader, nur wenige Zoll mächtig, steigt durch letzteren empor und verbindet sich mit dem überlagernden Granit. In diesem Trum wurde von Hessenberg Axinit gefunden (vom Rath: Diese Zeitschr. **32**, 1870, S. 617).

3. Der Axinit als Drusenmineral des Syenits aus der Gegend von Biella in Piemont (F. Zambonini: N. Jahrb. Min. 1906, II, S. 39).

Auch LACROIX (Min. de la France, S. 287) hat derartige Axinitbildung in den Pyrenäen beobachtet.

Über Axinit in Südamerika finden wir eine Angabe bei DOMEYKO (Min. Santiago de Chile 1899, II, Tomo 3, S. 232). Er sagt ganz allgemein von diesem Mineral: „... Se halle communmente en medio de las rocas de cristalizacion graniticas: en Chile en la Mina del Buitu (Coquimbo) ... en el Peru (nach RAIMONDI-MARTINET: Min. du Pérou 1878, S. 285) en las cercanias de San Pablo, Provincia de Cajamarca.“

Im Gegensatz zu den angeführten Beispielen gibt es einige wenige Fundorte des Axinits, wo, wie es scheint, einstweilen gar kein Anhaltspunkt gegeben ist, das borsäurereiche Mineral in Beziehung zu einem Eruptivgestein zu bringen. Wenigstens treten solche in jenen Gebieten nirgends zutage.

Das eine Vorkommen liegt bei Poloma in Ungarn, einem ca. $^1/_2$ Stunde von Betler und $1^1/_2$ Stunde von Rosenau entfernten kleinen Dorfe. Hier kommt nach SCHRAUF (Sitz.-Ber. Akad. Wien 1870, **62**, S. 720) ein eisenschüssiger grauer bis braungrüner, durch Verwitterung in Tonschiefer übergehender Hornblendeschiefer vor mit wechselnden Lagen hornblendereichen grüneren und axinitreichen dunkelbraunen und solchen von sekundärem krystallisierten Kalkspat. Dieser Schiefer trägt zunächst eine zolldicke Schicht derben oder undeutlich krystallisierten Axinits, auf welchem als jüngere Generation deutliche Krystalle aufsitzen. Stellenweise sind Zersetzungsprodukte von Kupferkies, Kupferlasur und Kupfergrün auf einzelnen Axiniten oder Absonderungsflächen des Schiefers zu beobachten oder jüngerer grauweißer Kalkspat und als jüngste Generation tafelige Apatit-Krystalle. Im Schiefer fein eingesprengtes Gold. Von anderen Gangverhältnissen desselben Fundorts stammt ein Gemenge von undeutlich krystallisiertem graubraunen Axinit mit grauweißem Kalkspat, derbem weißen Quarz und grünem Hornblendeschiefer mit Krystallen schwarzgrüner Hornblende.

Das andere Vorkommnis ist im Taunus zu Hause (N. Jahrb. Min. 1859, S. 289). Im Jahre 1857 entdeckte VOLGER dasselbe bei Falkenstein auf dem östlich emporsteigenden Eichelberg. In stark zerklüfteten grünen Schiefern sitzt pfirsichblutroter Axinit in dichtgedrängten krystallinischen Massen zwischen Quarz, Albit und Epidot. Die Risse des Gesteins waren mit asbestartigem Material ausgefüllt, ähnlich wie beim Vorkommen von Treseburg mit Katzenaugen. Durch Lesestücke wird bewiesen, daß dieses nicht das einzige Vorkommen von Axinit im Taunus

ist, sondern daß es sich hier und da auch in den metamorphen Schiefern des mittleren Taunus findet.

Wo bisher die Axinitbildung mit einem Eruptivgestein in Verbindnng gebracht worden ist, da war es immer der Granit und nur zuweilen Syenit, auf welchen dieselbe zurückgeführt wurde.

Bei seinen Untersuchungen über die französischen Axinitvorkommnisse spricht sich LACROIX ebenfalls für deren überwiegende Mehrzahl dahin aus, daß begleitender Granit die pneumatolytische Wirkung ausgeübt habe, und diese Fundstätten sind auf den vorausgehenden Seiten an der Stelle, wohin sie gehören, erwähnt worden.

Daneben aber gelangt LACROIX zu dem Ergebnis, daß es in gewissen Fällen nicht der Granit, sondern ein basisches Eruptivgestein sei, das die Axinitbildung vermittelt habe. Diese als eine völlige Ausnahme erscheinende Angabe verdient wohl im folgenden etwas näher in Betracht gezogen zu werden

LACROIX schickt nämlich seinen Ausführungen folgende systematische Einteilung voraus: „L'axinite se rencontre dans trois sortes de gisement:

1. Dans les schistes cristallins et particulièrement leurs variétés pyroxéniques et amphiboliques, dans les roches sédimentaires anciennes, métamorphisées par le granite et la granulite, et plus rarement dans ces dernières roches. Dans la plupart des cas l'axinite est un mineral de fumerolles ayant accompagné la vénue des roches granitiques.

2. Dans les roches éruptives basiques anciennes (diabases, kersantites, gabbros) ou dans les sédiments modifiés par ces roches.

3. Dans les gisements métallifères."

Diese anscheinend gerechtfertigte Koordination der drei Vorkommen dürfte wohl mit dem Prinzip einer sachgemäßen Einteilung nicht in Einklang zu bringen sein, indem 1 und 2 sich auf die Abstammung des Axinits beziehen, während Nr. 3, einen ganz anderen Gesichtspunkt einführend, die Art und Weise der Vergesellschaftung des Minerals betont.

Den eingehenden Untersuchungen über die Vorkommen erster Art stehen drei kurze Notizen gegenüber, welche die prinzipiell unterschiedene zweite Art der Axinitbildung exemplifizieren sollen.

Die erste bezieht sich auf ein Vorkommen bei Bagnères de Bigorre. Es heißt dort: „C'est sous le bénéfice d'une vérification ultérieure que je cite ici un gisement d'axinite, indiqué

par M. Frossard (B. S. M., VI., S. 87, 1883), d'après une observation de M. Vaussenat. L'axinite a été par ce dernier minéralogiste dans le val de Trébons près Bagnères de Bigorre (près du premier pont de la vallée, sur la rive droite de la rivière). Le minéral constitue des plaquettes, composées de Cristaux violacé pâle, peu distincts par suite des conditions de leur formation dans une fissure aux deux parois desquelles ils étaient adhérents. D'après les indications de M. Frossard, cette axinite aurait été trouvée dans un schiste quartzeux (?) a proximité d'un piton ophitique, l'échantillon que j'ai eu entre les mains est dépourvue de gangue."

Prüfen wir, was Frossard selbst an der oben zitierten Stelle — es handelt sich um eine Liste der in der Umgebung von Bagnères de Bigorre gefundenen Hauptmineralien — sagt:

„Elles (les espèus minérales) sons presque toujours en rapport avec les épanchements de granite ou d'ophite; ceux si interrompent les sédiments siluriens, dévoniens, jurassiques et crétacés."

Da nun hier Granit jedenfalls auch seine Rolle als metamorphosierendes Gestein spielt, ist die Notiz von Lacroix wenig geeignet, auf die vielleicht etwas größere Nähe des basischen Eruptivgesteins zum Axinit ein Ausnahmegesetz zu gründen. Es sei hier an die von Lossen gemachten Beobachtungen im Harz erinnert, wo der Axinit trotz seiner Verknüpfung mit Diabas dennoch auf Granit zurückgeführt wird.

Über das Vogesenvorkommen lesen wir bei Lacroix: „M. Daubrée a signalé (C. R. XVIII, S. 870, 1844 et Bull. Soc. géol. 2, série I, S. 409, 1843—1844) dans les Vosges l'existence de l'axinite dans des conditions géologiques intéressantes. Ce savant a en effet trouvé ce minéral au Petit Donon de Rothau dans un calcaire dévonien fossilifère, modifié au contact d'une roche éruptive basique (porphyrite amphibolique ou micacée?). Ces calcaires formaient des lentilles au milieu de quartzites. Depuis lors, cette observation n'a été citée par aucun auteur . . . L'échantillon présente un gros cristal engagé dans une cavité d'une roche constituée par des aiguilles d'actinote, et par le grenat . . .; le tout est cimenté par de la calcite. Ce gisement d'axinite est fort remarquable: son mode de formation est tout a fait analogue à celui de l'axinite des Pyrénées. Mais il est intéressant de voir le même minéral se former dans les calcaires sous l'influence des roches aussi différentes que celles de ces deux gisements. Il serait à désirer que des recherches

nouvelles soient entreprises dans les Vosges pour retrouver ce minéral.“

In striktem Gegensatz zu diesen Ausführungen steht, was DAUBRÉE später über genau denselben Fundort (Geol. exper. 1879, S. 141) veröffentlicht hat.

Wir zitieren noch ZIRKEL (Lehrb. d. Petr., 2. Aufl., II, 1894, S. 115): „Devonische Schichten am Petit Donon bei Rothau in den Vogesen sind durch Hornblendegranit auf einige hundert Meter Erstreckung so metamorphosiert, daß sie mitunter bloß aus Augit, Epidot, Granat und etwas Bleiglanz bestehen; Hohlräume, welche durch das Verschwinden von Calamopora usw. entstanden, enthalten blätterigen Kalk, Hornblende, Quarz, grünen Granat, Axinit.“

Das dritte von LACROIX herangezogene Beispiel, Axinit im Gabbro (euphotide) von Odern ohne irgendwelche nähere Beschreibung, besagt überhaupt nichts, was für die Deutung seiner Entstehung von Belang wäre.

Aus dem Vorhergehenden ergibt sich, daß eine von basischen Eruptivgesteinen ausgehende Axinitbildung vorläufig als ganz unerwiesen gelten muß, und daß einstweilen alle Tatsachen dafür sprechen, daß das Auftreten des Axinits an die Mitwirkung granitischer und syenitischer Eruptionen gebunden ist.

Manuskript eingegangen 3. März 1909]

2. Die zweite Mediterranstufe von Porto Santo und Selvagem.

Von Herrn Ziwko J. Joksimowitsch.

(Hierzu Tafel I—III und 7 Textfiguren).

Vorbemerkungen.

Zwei Freunde der Naturforschung, die in Funchal auf Madeira weilenden Herren Seminardirektor Ernesto Schmitz und Dr. med. Adolpho Cesar de Noronha machen sich durch ihr unermüdliches Aufsammeln von Versteinerungen sehr verdient um die Geologie der dortigen umliegenden Inseln, was viele Opfer an Zeit und Geld mit sich bringt. Auch das hier bearbeitete Material wurde von den genannten Herren bereitwillig an den Herrn Prof. Dr. Joh. Böhm zur Untersuchung geschickt; er hat einen Teil der Fossilien von der Insel Selvagem beschrieben und in dieser Zeitschrift, Bd. **50**, 1898, S. 33 veröffentlicht. Durch andere Arbeiten aber verhindert, das ganze Material zu bearbeiten, hat sich Herr Prof. Böhm auf die liebenswürdige Anregung des Herrn Geheimrates Branca in entgegenkommender Weise bereit erklärt, mir den größten Teil des Materials zur Bearbeitung zu überlassen. Für dieses mir gegenüber gezeigte Entgegenkommen spreche ich meinen aufrichtigsten Dank aus. Zugleich erlaubte mir Herr Geheimrat Branca die Benutzung aller wissenschaftlichen Mittel des Berliner geologischen Universitätsinstitutes, wo diese Arbeit angefertigt wurde, wofür ich ihm meinen tiefsten Dank ausspreche. Der Kustos des paläontologischen Universitätsinstitutes, Herr Dr. Janensch, und der Kustos der Conchyliensammlungen des zoologischen Institutes im Museum für Naturkunde zu Berlin, Herr Dr. Thiele, haben mir mit dankenswertester Bereitwilligkeit die Vergleichung meiner Exemplare mit den fossilen, beziehungsweise rezenten Formen der erwähnten Sammlungen erlaubt und mich dadurch zum verbindlichsten Dank verpflichtet.

Es sei hier noch erwähnt, daß verschiedene Fundorte von den Inseln Madeira und Porto Santo verschieden geschrieben

werden. So schreiben HARTUNG und MAYER-EYMAR „Ilheo de Baixo“ und „Ilheo de Cima“, während dieselben Inseln von dem Herrn A. C. DE NORONHA „Ilheu de Baixo“ und „Ilheu de Cima“ geschrieben werden. Einen weiteren Fossilienfundort im Norden von der Insel Madeira schreiben HARTUNG und MAYER-EYMAR „Sao Vicente“, während Herr C. GAGEL denselben Fundort „Sao Vincente“ schreibt. Ich schreibe die genannten Fundorte wie die Herren A. C. DE NORONHA und Prof. GAGEL.

Einleitung.

Etwas über 6 Grad westlich von der marokkanischen Westküste erheben sich die vulkanischen Inseln der Madeira-Gruppe aus der Meerestiefe von 4—6000 m und erreichen in einigen Gipfeln die Höhe von 2000 m über dem Meeresspiegel. Sie befinden sich „zwischen 32¹/₄ und 33¹/₄ Grad nördlicher Breite und zwischen 16¹/₄ und 17¹/₄ Grad westlicher Länge, von Greenwich gerechnet“[1]. In dieser Inselgruppe sind zwei größere Inseln zu unterscheiden: Madeira und Porto Santo. Alle anderen Inseln sind bedeutend kleiner und lassen sich an erste oder an zweite anschließen.

Schon 1811 hat M. G. BENNET „A Sketch of the Geology of Madeira“ in „Transactions of the Geological Society, Vol. I“ in London veröffentlicht. Später hielten sich verschiedene englische und amerikanische Geologen auf diesen Inseln auf, von denen CHARLES LYELL besonders hervorzuheben ist. Der berühmte Engländer verweilte auf Madeira im Winter 1853—54, wo er besonders die vulkanischen Erzeugnisse und deren Lagerungsverhältnisse untersuchte. Mit LYELL zusammen beginnend setzte G. HARTUNG später allein diese Untersuchungen fort, die er in seinem für die Geologie der Inselgruppe Madeira grundlegenden Werke „Die geologische Beschreibung der Inseln Madeira und Porto Santo“ veröffentlicht hat. 1859 besuchte diese Inseln WILHELM REISS und brachte dort eine ansehnliche Sammlung der fossilen Fauna aus den marinen tertiären Schichten zusammen. Seine ganze Sammlung stellte er MAYER-EYMAR zur Verfügung, von dem sie gründlich bearbeitet und beschrieben wurde im „Systematischen Verzeichnisse der fossilen Reste von Madeira, Porto Santo und Santa Maria“[2].

---

[1]) HARTUNG: Madeira, S. 2.

[2]) HARTUNG-MAYER: Geol. Beschreibung Madeira usw. S. 183 bis 285.

Das vorliegende Material stammt hauptsächlich von der Insel Porto Santo, ein kleiner Teil davon von der Insel Selvagem, und nur eine Art von der Insel Madeira. Die Bearbeitung dieses Materials hat manches Neue und Interessante geliefert. Mein Material ebenso wie das von MAYER-EYMAR bearbeitete, haben dieselben „untermeerischen tertiären Schichten“ geliefert. Es sind das hauptsächlich grünlichgelbliche Tuffe, die

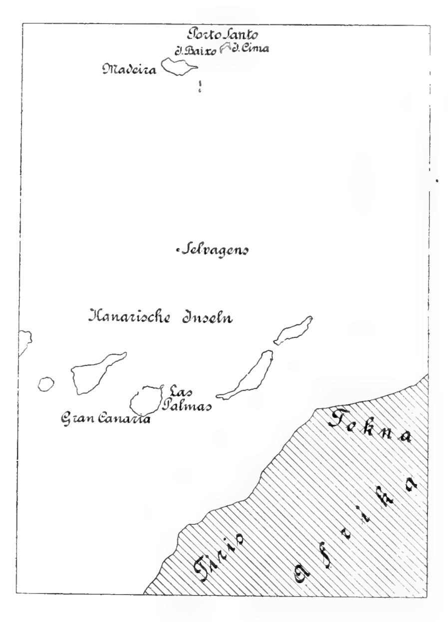


Fig. 1.
Übersichtskarte von Madeira, Porto Santo, Selvagem[1]) und Umgebung.
Maßstab 1 : 12000000.

auf Porto Santo viel mehr als auf Madeira verbreitet sind und stellenweise mit Korallenkalkadern und dünnen Kalklagern (Ilheu de Baixo) vergesellschaftet sind. Die fossilführenden Tuffe sind von mehr oder weniger mächtigen basaltischen und trachytischen Schlacken und Laven bedeckt. Näheres über diese Verhältnisse findet man im von HARTUNG angeführten Werke.

Nach dieser kurzen Einführung möchte ich die Fundorte anführen und dann die Schlüsse auf das Alter der betreffenden Schichten ziehen.

---

[1]) In der Karte lies „Selvagem“ statt „Selvagens“.

1. Sao Vincente auf Madeira.

Dieser Ort ist der einzige bis jetzt bekannte Fundort der miocänen Fossilien auf der Insel Madeira. 1864 hat MAYER-EYMAR von diesem Fundorte 29 Arten beschrieben und auf Grund dieser Fauna die entsprechenden Schichten in das Helvetien gestellt. Die einzige Art — *Clypeaster portentosus* DES-MOUL., die ich zur Verfügung hatte, ist von Herrn GAGEL 1903 auf Madeira gesammelt, und bestätigt nur die Ansicht MAYERS von dem Alter der betreffenden Schichten von Sâo Vincente.

Porto Santo.

Porto Santo zusammen mit den Nachbarinseln Ilheu de Baixo und Ilheu de Cima haben den Hauptteil meines Materials



Fig. 2.
Porto Santo.

geliefert. Von 106 hier angeführten Arten stammen 92 von Porto Santo. Von diesen 92 Arten sind 32 von Ilheu de Baixo und Ilheu de Cima und 60 von der Insel Porto Santo selbst. Von fünf verschiedenen Fundorten stammt dieses Material.

2. Ilheu de Baixo.

Diese kleine Insel ist im Südwesten wie Ilheu de Cima im Südosten nur „eine Fortsetzung der Laven und Tuffmassen von Porto Santo“[1]). Die ersten Fossilien in der Tuffschicht entdeckte CHARLES LYELL. Über dieser fossilführenden Tuffschicht lagert eine gegen 5 m mächtige Kalkmasse. Aus diesen

[1]) HARTWIG: Madeira usw., S. 157.

Schichten hat Mayer-Eymar 53 Arten beschrieben. Von 28 Arten, die ich von diesem Fundorte bestimmt habe, sind 9 jetzt zum erstenmal angeführt worden, so daß sich jetzt die Zahl der Arten von Ilheu de Baixo auf 62 beläuft. Mayer-Eymar hat auch diese Schichten in das Helvétien gestellt. Von meinen 28 Arten kommen 5 Arten im italienischen Elveziano vor, 5 Arten im Tortoniano und 6 Arten in Leithakalkschichten des Wiener Beckens. Wenn man bedenkt, daß die Leithakalkschichten mit dem Tortoniano des Oberitaliens parallelisiert werden, so dürfte man kaum annehmen, daß es sich hier nur um das „Elveziano" handelt.

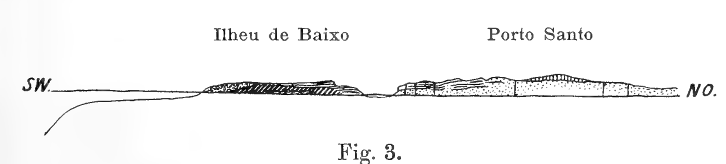


Fig. 3.
Profil durch die Inseln Porto Santo und Ilheu de Baixo.

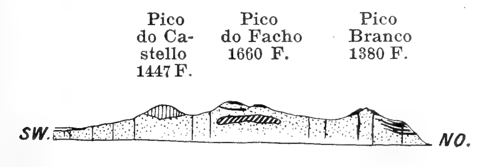


Fig. 4.
Profil durch die Insel Porto Santo.

3. Pico de Juliana.

Im nordöstlichen Teile der Insel Porto Santo erheben sich deren höchste Gipfel: Pico do Facho, Pico de Juliana, Pico Branco usw. zwischen denen sich das tief eingeschnittene Tal von Ribeira da Serra de Dentro befindet. In diesem Tale sind jetzt 3 Fundorte der miocänen Fossilien bekannt: Pico de Juliana, Ribeiro do Moledo und Serra de Dentro. Der Fundort Pico de Juliana wurde zuerst durch W. Reiss bekannt. Von diesem Orte beschreibt Mayer-Eymar 21 Arten und stellt deren Schichten in das Helvetien. Merkwürdigerweise habe ich auch 21 Arten von diesem Fundorte, bestimmt von denen aber 14 zum erstenmal jetzt angeführt werden. So beläuft sich jetzt die Zahl der Arten von Pico de Juliana auf 35. Von meinen Arten kommen 12 im italienischen Elveziano vor, 3 im Tortoniano und 11 in Leithakalkschichten.



Fig. 5.
Fossilfundorte auf Porto Santo.

4. Ribeiro do Moledo.

Dieser Fundort ist vom Herrn A. C. de Noronha entdeckt worden und hat vorläufig nur 5 Arten geliefert, von denen je 2 im Elveziano, Tortoniano und in Leithakalkschichten vorkommen.

5. Serra de Dentro.

Westlich von Pico Branco, auf dem linken Ufer von Serra de Dentro, hat wieder A. C. de Noronha zwei reiche Fossilienfundpunkte entdeckt, die 54 Arten geliefert haben, und die von de Noronha als Fundort „Serra de Dentro“ bezeichnet wird. Hier zeigen sich als besonders individuenreiche Arten: *Rhabdocidaris Sismondai* May., *Perna maxillata* var. *Soldani* Desh.,

Lithophagus Lyellianus MAY., *Axinea insubrica* (BROCC.), *Omphaloclathrum* cf. *Aglaurae* (BRONGN.) und *Lamprodoma clavula* var. *subvittata* SACCO. Von diesen 54 Arten sind 18 schon in MAYERS Verzeichnis von anderen Fundorten bekannt gegeben. 29 Arten davon kommen im italienischen Elveziano vor, 13 im Tortoniano und 21 in Leithakalkschichten. Hier möchte ich hervorheben, daß es sehr wünschenswert wäre, daß das geologisch interessante Tal von Ribeiro da Serra de Dentro fachmännisch untersucht wird und die Fossilien planmäßig und längere Zeit gesammelt werden, was deren Zahl wenigstens verdoppeln würde. Von diesem Fundorte habe ich 7 neue Arten aufstellen müssen.

6. Ilheu de Cima.

Von diesem Fundorte hat MAYER-EYMAR 8 Arten beschrieben. Ich hatte bloß 6 Arten zur Verfügung, von denen 2 im Elveziano vorkommen und 4 im italienischen Pliocän.

Wenn man alle Fundorte von Porto Santo zusammennimmt einschließlich Ilheu de Baixo und Ilheu de Cima, so hat man dasselbe starke Vorherrschen der Bivalven über die Gastropoden, das schon 1864 MAYER-EYMAR für Azoren, Madeira und Porto Santo festgestellt hat. Bei mir verhalten sich die Bivalven gegen Gastropoden wie 62 : 23.

Auch die vorliegenden Arten zeigen eine ausgesprochene Uferfauna, wie das MAYER-EYMAR für Madeira usw. und ROTHPLETZ und SIMONELLI für Gran Canaria konstatiert haben. Dafür sprechen individuenreiche, dickschalige *Perna, Spondylus*, weiter die reiche Vertretung der Bohrmuscheln: *Lithophagus, Gastrochaena* usw.

Was das Alter der Schichten, aus welchen das vorliegende Material stammt, anbetrifft, so möchte ich mich nicht der Ansicht MAYER-EYMARS, wohl aber der Ansicht ROTHPLETZ' und SIMONELLIS anschließen, wonach diese Schichten nicht „in die engen und künstlichen Grenzen der einen oder anderen Etagen“ [1]) eingezwungen werden sollen, dementsprechend nicht nur in das Helvetien gestellt werden sollen, sondern in die zweite Mediterranstufe der österreichischen Geologen, dem auch das Tortonien angehört. Von 92 vorliegenden Arten von Porto Santo kommen im italienischen Elveziano 42 vor, in Leithakalkschichten Österreichs-Ungarns 30 Arten, besonders aber in Schichten von Steinabrunn und Gainfahren.

[1]) Diese Zeitschr. **52**, 1890, S. 733.

Nach FRANZ SCHAFFER[1]) wird für gewöhnlich die Parallelisierung des piemontesischen Miocäns mit den Ablagerungen des Wiener Beckens folgendermaßen durchgeführt:

Aquitaniano = Horner Schichten,
Langhiano = Schlier,
Elveziano = Schichten von Grund,
Tortoniano = Tegel von Baden, Leithakalk- und Sandschichten,
Messiniano = Sarmatische Stufe.

Die Horner Schichten und Schlier werden in Österreich-Ungarn nach E. SUESS als erste Mediterranstufe bezeichnet, Grunder Schichten, Tegel von Baden und Leithakalkschichten als zweite Mediterranstufe. Es wurde lange bestritten, daß die zweite Mediterranstufe tatsächlich die erste Mediterranstufe überlagert. Man hat sich dabei darauf berufen, daß dieses Übereinanderfolgen nicht in Italien und Spanien festzustellen sti, wo das Tertiär vollständig entwickelt ist.

G. TRABUCO und F. SCHAFFER haben gezeigt, daß Aquitaniano, Langiano und Elveziano inferiore die charakteristische Pectenfauna aus der ersten Mediterranstufe enthalten: *Pecten praescabriusculus* FONT., *P. Holgeri* GEIN., *P. solarium* LAM., *P. revolutus* MICHT., *P. Burdigalensis* LAM., *P. Northamptoni* MICHT., *P. Haueri* MICHT., *P. rotundatus* LAM., *P. Gray* MICHT. Das Profil von Gassino, wo fast das ganze Tertiär vollständig entwickelt ist, zeigt unzweifelhaft die Überlagerung der ersten Mediterranstufe von der zweiten Mediterranstufe.

Dieselbe Übereinanderfolge der beiden Mediterranstufen in Spanien haben JAIME ALMERA und R. HÖRNES[2]) in Catalonien bei Panades sicher festgestellt. Hier wird das Burdigalien, wo *P. praescabriusculus* FONT. massenhaft vorkommt, vom Vindobonien überlagert, genau in derselben Weise, wie das im Rhonetal bei St. Paul-Trois-Chateaux der Fall ist. Nach dem wird man nicht mehr die Übereinanderfolge der beiden Mediterranstufen leugnen können.

In meinem Material fehlt die eigentümliche Pectenfauna aus der ersten Mediterranstufe, und sind reichlich vertreten die Formen aus der zweiten Mediterranstufe. Aus diesem Grunde glaube ich, daß alle hier angeführten Fundorte von Porto Santo der zweiten Mediterranstufe angehören.

---

[1]) F. SCHAFFER: Jahrbuch d. k. k. geol. Reichs-Anstalt, Bd. **48**, S. 389.

[2]) R. HÖRNES: Sitzungsberichte d. k. Akad. d. Wiss. 1905, S. 467 bis 476.

7. Selvagem.

Es bleibt noch dieser Fundort zu besprechen. Selvagem ist eine kleine Insel, die gegen 3 Grad südlich von Porto Santo und gegen 2 Grad nördlich von der Insel Gran Canaria liegt. Die fossilführenden Sande sind auch hier von der basaltischen Lava überlagert. 13 Arten habe ich aus diesem Sande bestimmt. Hier sind besonders häufig: *Cabralia Schmitzi* J. Böhm, *Nerita*

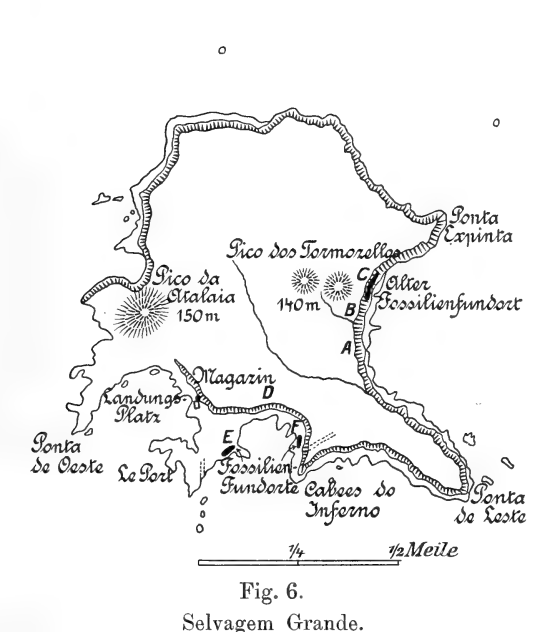


Fig. 6.
Selvagem Grande.
Die Buchstaben A bis F bezeichnen die Fossilienfundorte.

Martiniana Math., *Nerita selvagensis* J. Böhm und *Litorina neritoides.* Dieser Fundort zeichnet sich besonders dadurch aus, daß hier ebenso wie auf Gran Canaria die Gastropoden über die Bivalven stark vorherrschen. Auf 2 Arten der Bivalven kommen 11 Arten der Gastropoden. Es ist interessant, daß sich hier die Formen fossil gefunden haben, die heute im Indischen und Stillen Ocean leben: *Tectarius nodulosus?* Gm. und *Cerithium rugosum* Wood. Nur zwei Arten sind miocäne Formen. Die

anderen Arten sind entweder ganz neu oder sind die fossilen Vertreter der noch heute lebenden Formen. Nach Analogie der miocänen Schichten von Gran Canaria möchte ich auch für diese Schichten das Alter der zweiten Mediterranstufe beanspruchen.

Die ersten Fossilien von dieser Insel wurden vom Herrn Seminardirektor Ernesto Schmitz entdeckt.

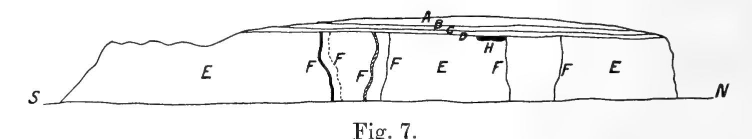


Fig. 7.
Profil durch die Insel Selvagem Grande.
A = Basalt, B = Schlacke, C, D = Tuff, Sand usw., E = das ältere Gestein, F = Gesteinsgänge, H = Fossilienfundort.

Hier möchte ich noch erwähnen, daß die Originale der neuen Arten sich im paläontologischen Universitätsinstitut zu Berlin befinden, während fast das ganze übrige hier bearbeitete Material im Museum des Seminars in Funchal auf Madeira aufbewahrt wird.

Foraminifera.

Fam. *Nummulinidae.*

1. *Amphistegina Haueri* d'Orb.

1846. d'Orbigny: Foramin. d. bass. tert. d. Vienne, S. 207, Taf. XII, Fig. 3—5.

11 Exemplare von Serra de Dentro, die ich hauptsächlich im Mündungausfüllungsmaterial der Schnecken gefunden habe, stimmen mit der bei d'Orbigny abgebildeten und beschriebenen *Amphistegina Haueri*, wie mit zahlreichen Originalen von Steinabrunn bei Wien, in allen Merkmalen so vollkommen überein, daß ich sicher annehmen darf, daß es sich hier um dieselbe Art handelt. Es ist merkwürdig, daß meine Exemplare durchschnittlich kleiner sind als die Wiener Exemplare, was angesichts der geographischen Lage gerade umgekehrt sein sollte. Massenhaft im Leithakalk bei Wien.

Echinoidea.

Fam. *Cidaridae* Wright.

2. *Rhabdocidaris Sismondai* Mayer.

1864. K. Mayer: Madeira usw. S. 192, Taf. I, Fig. 6.

Gegen 40 Stacheln von Serra de Dentro und 3 derselben von Ilheu de Baixo gehören sicher dieser Art an. Auch hier

sind auf der Oberseite der Stacheln deutliche Längsstreifen entwickelt wie bei *Rh. Sismondai* von Porto da Calheta auf Porto Santo. Nur daß bei vorliegenden Exemplaren die Streifen einmal einfache Leisten sind; ein andermal lösen sich diese Leisten teilweise oder vollkommen in Knötchenreihen auf mit allen Übergängen. Die anderseitige Skulptur wie bei dem Typus.

Gegen 30 Stacheln von Serra de Dentro entbehren fast vollkommen der Streifen auf der Oberseite und auf dieser Seite treten die Dornen immer mehr auf. Sonst bleiben alle anderen Merkmale gleich wie oben. Wir hätten es hier höchstens mit einer besonderen Varietät von derselben Art zu tun.

Fam. *Clypeastridae.*

3. *Clypeaster portentosus* DES-MOUL.

1897. C. MAYER-EYMAR: Revision d. Form. rh. d. *Clyp. altus.*

Mir liegen 3 Exemplare vor, die Herr GAGEL bei Sao Vincente auf Madeira 1903 gesammelt hat. 1864 hat K. MAYER von demselben Fundort 8 Exemplare als *Clyp. altus* beschrieben (siehe Madeira usw. S. 192). Meine Exemplare unterscheiden sich wohl vom *Clyp. altus* dadurch, daß sie bedeutend höher sind und deren Peristom breiter ist. Übrigens geht *Clyp. altus* nach C. MAYER-EYMAR bei der Zunahme der Höhe in *Clyp. portentosus* über (Revision usw. ebenda). Außerdem lassen sich meine Exemplare vortrefflich identifizieren mit bei MICHELIN abgebildeten *Clyp. pyramidalis* und *Clyp. portentosus*, wie auch mit *Clyp. alticostatus*[1]), welche 3 Arten C. MAYER-EYMAR mit Recht in eine Art *Clyp. portentosus* vereinigt hat. Nach dem letzten Autor kommt diese Art ausschließlich in Helvetian II B vor. *Clyp. portentosus* kommt im Leithakalk bei Eisenstadt (Ungarn) vor, dann bei Dax, auf Malta usw.

4. *Clypeaster Scillai* DES-MOUL.

1897. C. MAYER-EYMAR: Revision usw.

1851 stellte PHILIPPI eine Methode auf zur Unterscheidung des *Clyp. altus* von *Clyp. Scillai*, was lediglich nach der Stellung der Genitalporen geschehen sollte[2]). Diese Unterscheidungsmethode wurde später (1862) von MICHELIN angenommen.

Danach sollen die fünf Genitalporen bei *Clyp. Scillai* dicht an der Scheitelplatte liegen und bei *Clyp. altus* weit außerhalb.

---

[1]) MICHELIN: Monographie des clypeastres fossiles, Taf. 27, 28, 29.
[2]) DUNKER-MAYER: Palaeonthographica 1851, S. 321—323.

1897 hat C. MAYER-EYMAR festgestellt, daß auch beim echten *Clyp. altus* die fünf Genitalporen meistenfalls hart an der Scheitelplatte liegen. Nach dem letzten ist *Clyp. Scillai* eine dem *Clyp. altus* sehr nahe verwandte Form, die aber flacher ist und ein weites trichterförmiges Peristom hat. Diese Merkmale finden sich bei meinem einzigen Exemplar von Ilheu de Cima.

Clyp. Scillai ist im Helvetian II B ungemein verbreitet (Niveau von Salles, St. Gallen usw.), seltener im Helvetian I (bei Turin) und noch seltener im Aquitanian (bei Bordeaux).

5. *Clypeaster Scillai* var. *intermedia* (DES-MOUL.) M.-EYMAR.

1897. C. MAYER-EYMAR: Revision usw. ebenda.

Ein Exemplar von Ilheu de Cima zeigt einen *Clyp. Scillai*, dessen Peristom sich ziemlich verengt hat und deren Ambulacrengegend sich bedeutend aufgebauscht hat — die Merkmale, welche nach C. MAYER-EYMAR einen Bastard zwischen *Clyp. altus* und *Clyp. Scillai* charakterisieren, und den er *Clypeaster Scillai* var. *intermedia* nannte. Dieselbe Form hat MICHELIN als *Clyp. intermedius* DES MOUL. beschrieben und abgebildet[1]). Verbreitet im Helvetian II B bei Turin, in der Provence usw.

6. *Clypeaster Scillai* var. *crassicostata?* (Ag.) M.-EYMAR.

1897. C. MAYER-EYMAR: Revision usw.

Ein größeres Fragment von Ilheu de Baixo ließe sich gut identifizieren, sowohl in der Größe wie in der Flachheit der Schale mit dem bei MICHELIN abgebildeten *Clyp. crassicostatus* AG. (Monographie usw., Taf. XVII, Fig. 1). Das Peristom ist hier nicht erhalten. Schon 1864 hat K. MAYER 3 Exemplare von demselben Fundorte als *Clyp. crassicostatus* beschrieben, was noch wahrscheinlicher macht, daß es sich hier um dieselbe Art handelt. C. MAYER-EYMAR nimmt *Clyp. crassicostatus* AG. als eine Varietät von *Clyp. Scillai* an. Verbreitet im Helvetian II B, bei Turin, im Leithakalk usw.

Lamellibranchiata.

Fam. *Pernidae.*

7. *Perna maxillata* var. *Soldanii* DESH.

1864. K. MAYER: Madeira usw. S. 221.
1867. M. HÖRNES: Foss. Mollusken d. W., B. II, S. 378, Taf. 53 Fig. 1, Taf. 54 Fig. 1.
1898. SACCO: I Moll. terz. usw. XXV, S. 26, Taf. VII, Fig. 2—5.

---

[1]) Monographie usw., Taf. 31.

25 Exemplare von Serra de Dentro sind sehr verschieden groß und meistens fragmentarisch erhalten. Hier kommen auch die Riesen dieser Art vor, die gegen 225 mm lang sind, gegen 135 mm breit und 90 mm dick. Die Form der Schale wechselt. Einige Individuen sind vierseitig, zungenförmig, wie es Hörnes für *P. Soldanii* angegeben hat; die anderen aber zeigen ziemlich spitze Wirbel, wie das Sacco für dieselbe Art (Fig. 3, a. a. O.) abgebildet hat. Alle haben schließlich das Hauptmerkmal dieser Art gemeinschaftlich, die Bandfläche ist nämlich bei allen so ausgebildet, daß deren Kanäle stets enger sind als die dazwischenliegenden Leisten. Auch in anderen Merkmalen stimmen die vorliegenden Exemplare mit *P. Soldanii* überein.

Diese Art kommt im Wiener Becken bei Niederleis (nicht selten), in Siebenbürgen bei Lapugy, im Helvetian bei Turin, Baldissero (häufig), im Pliocän bei Asti (massenhaft), bei Porto da Calheta auf Porto Santo usw.

Fam. *Limidae.*

8. *Radula lima* var. *dispar* (Micht.).

1864. K. Mayer: Madeira usw. S. 221, Taf. V, Fig. 27.
M. Hörnes: Foss. Moll. II, S. 383, Taf. 54, Fig. 2.
1898. Sacco: I Moll. terz. usw., XXV, S. 13, Taf. IV, Fig. 28—31.

Es liegen mir 3 Exemplare von Pico de Juliana und 2 von Serra de Dentro vor, die verschieden groß und verschieden gut erhalten sind. In der Form der Schale, wie in der Ausbildung der Ohren und beschuppten Rippen, stimmen alle diese Exemplare mit *Radula lima* var. *dispar* aus Helvetian bei Turin überein. Die Zahl der Rippen schwankt zwischen 24 und 25. Bei Hörnes ist diese Art als *Lima squamosa* beschrieben und abgebildet. Sacco gibt für diese Art 22—25 Rippen an.

Ein Exemplar von Pico de Juliana ist etwas mehr aufgewölbt, wodurch es an *Lima inflata* erinnert. Weil hier die Rippenzahl kleiner ist (24) als bei *L. inflata* (30), und weil hier das Vorderohr größer ist als das Hinterohr, die bei *L. inflata* gleich sind (Chemnitz: Conchyl. Cabinet, Taf. 68, Fig. 649), rechne ich auch diese Form zu *R. lima* var. *dispar. Lima atlantica*, die K. Mayer auf Grund der vielen Steinkerne von Ilheu de Baixo aufgestellt hat (Madeira usw., Taf. 5, Fig. 27), besitzt 23—25 Rippen und dieselbe Form wie die vorliegende Art. Wenn auch *L. atlantica* viel größer ist als meine Exemplare, so glaube ich doch, daß Hörnes mit Recht diese Art mit seiner *L. squamosa* vereinigt hat.

Diese Art ist im Wiener Becken selten, häufiger in Siebenbürgen bei Lapugy, häufig im Helvetian bei Turin, Baldissero, Sciolu usw.

9. *Radula lima* var. *pliodispar* SACCO.

1898. SACCO: I Moll. terz. usw., XXV, S. 14, Taf. IV, Fig. 32, 33.

Diese Varietät unterscheidet sich von der vorhergehenden nur dadurch, daß sie durchschnittlich größer ist und mehr Rippen hat (23—30). Sonst bleiben die Form der Schale und alle anderen Merkmale gleich bei beiden Varietäten. Ein Exemplar von Ilheu de Cima mit 27 Rippen und eins von Ilheu de Baixo? mit 28 Rippen lassen sich vollkommen identifizieren mit *R. lima* var. *pliodispar.*

SACCO führt diese Form nur aus unterem Pliocän von Asti, Piacentino usw., wo sie häufig zu finden ist. Demnach wäre sie hier zum ersten Male im Miocän aufgefunden worden.

10. *Radula lima* var. *subtilis* nov. var. Taf. I, Fig. 1.

Pico de Juliana: 30 mm lang, 24 mm breit.

Ein Exemplar. In der Zahl (23) und Ausbildung der Rippen gleich mit *R. lima* var. *dispar.* Die Ohren sind hier ziemlich klein; das vordere etwas größer als das hintere. Was diese Form von *R. lima* var. *dispar* unterscheidet, ist die sehr schlanke und fast symmetrische Schale, deren stark zugespitzter Wirbel die Ohren überragt.

Bei vorhergehenden Varietäten ist die Schale ziemlich schief.

Fam. *Pectinidae* LAM.

11. *Chlamys Reissi* BRONN.

1864. K. MAYER: Madeira usw., S. 227, Taf. V, Fig. 32.

Diese Form hat K. MAYER zuerst von Ilheu de Baixo beschrieben und abgebildet. Ein Wachsabdruck von meinem Exemplar, von demselben Fundort, zeigt genau dieselbe Form der Schale und vollkommen übereinstimmende Berippung wie *Chl. Reissi.*

Als eine dieser Art nahe verwandte Form führt SACCO *Chlamys gloriamaris* (DUB.) aus dem Helvetian bei Turin an (I Moll. terz. usw., XXIV, S. 5, Taf. I, Fig. 8—11).

12. *Chlamys gloriamaris* var. *longolaevis?* SACCO.

1865. HÖRNES: Foss. Moll. usw., II, S. 408—410, Taf. 64, Fig. 2.

1897. SACCO: I Moll. terz. usw., XXIV, S. 6, Taf. I, Fig. 8.

Ein Fragment von Serra de Dentro zeigt fast ganz flache Schale und dieselbe Berippung, wie das Hörnes für *Pecten substriatus* angegeben und abgebildet hat. Diese Art aus dem Wiener Becken hat Sacco mit *Chlam. gloriamaris* var. *longolaevis* aus dem Helvetian bei Turin identifiziert. Die Abbildungen bei Hörnes und Sacco zeigen wohl viel größere Individuen, als mein Exemplar ist, weswegen es sich hier um eine jugendliche Form handeln dürfte.

Diese Art ist im Miocän sehr verbreitet: im Wiener Becken, bei Lapugy, bei Turin, bei Bordeaux, auf Porto Santo usw.

13. *Chlamys Noronhai* nov. spec., Taf. I, Fig. 2, a, b, c.

Die unvollkommen erhaltene linke Klappe zeigt dieselbe Ausbildung der Ohren und Radialrippen, wie die vorhergehende Art aus dem Helvetian bei Turin (Sacco: I Moll. terz. usw., XXIV, Taf. I, Fig. 8). Die Hautrippen sind ziemlich stark ausgebildet, glatt und 16 an der Zahl (Taf. I, Fig. 2a). Zwischen je zwei Hauptrippen kommen dreimal je zwei, sonst je eine Nebenrippe, die viel feiner ausgebildet sind und deren Zahl 19 ist. In allen vertieften Räumen zwischen den Haupt- und Nebenrippen bzw. zwischen zwei Nebenrippen befindet sich eine sehr feine, diagonale, gitterartige Skulptur, durch welche eine feine Granulation hervorgerufen ist, wie das in Taf. I, Fig. 2b, allerdings nur schematisch, wenn auch 4mal vergrößert, dargestellt ist. In Taf. I, Fig. 2c, ist diese Granulation sehr stark vergrößert, aber naturtreu abgebildet. Es ist interessant, daß sich dieselbe Granulation mit guter Lupe auch zwischen den Radialrippen am Vorderohr beobachten läßt. Dieselbe diagonale Granulation hat E. Philippi schematisch bei *Pecten pes felis* und *Hinnites Brussonii* abgebildet[1]).

Die vorliegende Form unterscheidet sich von *Chl. gloriamaris* var. *longolaevis* nicht nur durch das Vorhandensein dieser feinen, diagonalen Granulation, sondern auch dadurch, daß sie kleiner ist und weniger Rippen hat (16 statt über 20).

Wegen dieser Unterschiede glaube ich eine neue Art hier aufstellen zu müssen.

Fundort: Serra de Dentro.

14. *Aequipecten dentronensis* nov. spec., Taf. I, Fig. 3 a, b.

Gegen 11 mm hoch und ebenso breit.

Ein Exemplar, bei dem der Wirbel, das Vorderohr und der Vorderteil der Schale fehlen, der übrige Teil aber und die

[1]) Diese Zeitschr. **52**, 1900, S. 88, Fig. 9, 10.

Skulptur vorzüglich erhalten sind. In der Form und Größe der Schale wie in der Form der Radialrippen steht es am nächsten dem *Aequipecten opercularis* var. *plioparvula* aus dem Oberpliocän bei Asti (Sacco: I Moll. terz. usw., XXIV, S. 15, Taf. III, Fig. 24—26). Bei meiner Art sind die Rippen etwas schmäler und weiter abstehend, als das bei der erwähnten pliocänen Art der Fall ist. Außerdem kommen hier in jedem Zwischenraum zwischen zwei Rippen regelmäßig je zwei erhabene Radiallinien. Überall zwischen den Radialrippen und Radiallinien befinden sich sehr feine Querlinien, deren Stellung und Aussehen in Taf. I, Fig. 3b, genau abgebildet ist. Am unteren Rande der Schale kommen die Anwachsstreifen deutlicher zum Vorschein, als höher an den Rippen, wodurch die Radiallinien verhindert werden, bis zum Rand zu gelangen, wie das aus Taf. I, Fig. 3, a, b deutlich zu sehen ist.

Wegen der eigentümlichen Skulptur habe ich auch hier eine neue Art aufgestellt.

Fundort: Serra de Dentro.

15. *Aequipecten spinosovatus* Sacco.

1897. Sacco: I Moll. terz. usw., XXIV, S. 21, Taf. VI, Fig. 20–25.
26 mm hoch und 26 mm breit.

Zwei vorliegende Exemplare stimmen in der Form der Schale wie in der Ausbildung der Ohren und Rippen vollkommen überein mit *Aequipecten spinosovatus* aus dem unteren Pliocän von Asti, Zinola usw., wo er häufig ist. Im Tortonian kommt diese Art in Italien sehr selten vor.

Fundort: Serra de Dentro (2 Exemplare).

16. *Aequipecten tripartitus* nov. spec., Taf. II, Fig. 4. a, b.

Auf Grund eines Fragmentes sollte möglichst selten eine neue Art aufgestellt werden. Mir liegt indessen ein Bruchstück der Schale vor, dessen Skulptur so eigentümlich ausgebildet ist, daß ich mich gezwungen sah, hierin eine neue Art zu erblicken. Wie das die Tafel II, Fig. 4a, zeigt, sind die Rippen bei dieser Form ähnlich wie bei *Aequipecten scabrellus* und seinen Varietäten entwickelt (Sacco: I Moll. terz. usw., XXIV, Taf. VIII, Fig. 1—37). Hier sind aber die Hauptrippen, deren 6 erhalten sind, durch die Längsfurchen regelmäßig in drei Strahlen geteilt, was ich bei keinem *Aequ. scabrellus* finden konnte. Zwischen den Hauptrippen kommen 2—3 Zwischenrippen, die fast ebenso groß und vollkommen ebenso ausgebildet sind, wie die Strahlen der Hauptrippen. Für diese Art ist noch eigentümlich, daß in

allen Furchen der Hauptrippen, ebenso in denjenigen zwischen den Zwischenrippen selbst, wie zwischen den letzten und den Hauptrippen, dieselbe feine diagonale Granulation vorhanden ist, wie wir das bei *Chlamys Noronhai* gesehen haben, und wie das in Taf. II, Fig. 4b vergrößert, aber schematisch dargestellt ist.

Fundort: Serra de Dentro.

17. *Gigantopecten latissimus* (Br.)

1864. Mayer: Madeira usw. S. 224.
1868. Hörnes: Foss. Moll. usw., II, S. 395, Taf. 56.

Zwei Bruchstücke zeigen dieselbe Ausbildung der Rippen, wie das bei Hörnes für *Pecten latissimus* abgebildet ist. Nach der Größe der Rippen wird man vermuten dürfen, daß es sich hier um Riesenindividuen handelt.

K. Mayer fand dieselbe Art auf S. Maria und im Tuff des Ilheu de Baixo.

Nach Hörnes ist diese Art für den Leithakalk im Wiener Becken charakteristisch.

Fundort: Serra de Dentro.

18. *Amussiopecten Burdigalensis* (Lk.)

1864. Mayer: Madeira usw., S. 223.
1897. Sacco: I Moll. terz. usw., XXIV, S. 53, Taf. XV, Fig. 1—7.

Zwei Fragmente tragen typische, flache Rippen des *Amussiopecten Burdigalensis*, die sich besonders mit jugendlichen Formen aus dem Helvetian bei Turin identifizieren lassen, wo diese Art häufig ist.

Dieselbe Art ist bekannt von Santa Maria und Ilheu de Baixo.

Fundort: Serra de Dentro.

19. *Parvochlamys* cfr. *oolaevis* Sacco.

1904. Sacco: I Moll. terz. usw., XXX, S. 145, Taf. XXVIII, Fig. 15—17.

Ein Steinkern mit teilweise erhaltenen Ohren zeigt dieselbe Form und Aufwölbung der Schale und dieselbe Skulptur des Vorderohres, wie *Parvochlamys oolaevis* aus dem Helvetian bei Sciolze. Nur ist mein Exemplar zweimal so groß.

Fundort: Serra de Dentro.

Fam. *Spondylidae* Gray.

20. *Spondylus gaederopus* L.

1864. Mayer: Madeira usw., S. 229.
1898. Sacco: I Moll. terz. usw., XXV, S. 3, Taf. I, Fig. 1—5.

Ein stark verwittertes Exemplar stimmt gut überein mit dem bei SACCO abgebildeten *Spondylus gaederopus* aus dem Pliocän bei Asti. Mein Exemplar ist 140 mm lang und 100 mm breit. Im Mittelmeer erreicht diese Art nach WEINKAUFF (Conchyl. d. Mittelmeeres, I, S. 269) die Größe von 120 mm. MAYER führt dieselbe Art an von Ilheu de Baixo und Ilheu de Cima.

Fundort: Ilheu de Cima.

21. *Spondylus gaederopus* var. *inermis* MONTRS.

1898. SACCO: I Moll. terz. usw. S. 4, Taf. I, Fig. 6.

Zwei vorliegende Exemplare zeigen alle Merkmale des *Sp. gaederopus* und sind etwas breiter als lang. Die Skulptur auf der Oberfläche ist, soweit sie zu sehen ist, sehr schwach ausgebildet, worin diese Form sehr gut übereinstimmt mit *Sp. gaederopus* var. *inermis* aus Pliocän bei Asti.

Fundort: Ilheu de Cima, Ilheu de Baixo.

22. *Spondylus Brancai* nov. spec. Taf. II, Fig. 1.

165 mm lang und 135 mm breit.

Die rechte Klappe, die ich aus dem sehr harten Tuff herauspräpariert habe, ist birnförmig, ziemlich stark und ganz regelmäßig aufgewölbt. Auf der Oberfläche sind zahlreiche sehr stark bestachelte Radialrippen entwickelt. Die Verteilung dieser Rippen ist sehr eigenartig. Die rechte Hälfte der Oberfläche zeigt 3 starke Rippen mit sehr kräftigen Stacheln. Zwischen diesen „Hauptrippen“ kommen 7—10 entschieden kleinere Rippen, die mit kleineren Stacheln oder mit Dornen besetzt sind. Die linke Hälfte dieser Klappe trägt gegen 20 „Hauptrippen“, die dicht nebeneinander liegen und mit kräftigen Stacheln ausgerüstet sind. In der Weise kann man hier in der Ausbildung der Skulptur auf einer und derselben Klappe rechts und links unterscheiden, was für diese Art das Hauptmerkmal ist. (Taf. I, Fig. 2.) Viele Abbildungen von *Spondylus* habe ich gesehen, aber bei keinem eine derartige Skulptur. Die Ohren sind ungleich und stark bestachelt.

Fundort: Serra de Dentro.

23. *Spondylus Delesserti* CHENU.

1864. MAYER: Madeira usw., S. 229.
CHENU: Illustrations conchyliologiques, S. 5. Pl. 12.

MAYER-EYMAR hat zuerst diese Art aus den miocänen Schichten von Ilheu de Baixo, Ilheu de Cima und von Porto

da Calhita auf Madeira beschrieben. In der Flachheit und Größe der Schale, wie in der Ausbildung der Skulptur auf der Oberfläche, lassen sich meine Exemplare mit dem bei CHENU abgebildeten Typus identifizieren. Die vorliegenden Exemplare haben bis 33 mm dicke Schale. Das Schloßfeld ist sehr groß: 93 mm lang und 45 mm breit, in dessen Mitte befindet sich eine kräftige Ligamentgrube, die bis zum Wirbel hinreicht.

Diese Art lebt heute im Indischen Ozean.

Fundorte: Ilheu de Baixo (4 Exempl.) u. Serra de Dentro.

24. *Spondylus* spec.

Ein Steinkern aus dem Kalk von Ilheu de Baixo, ist kleiner und verschieden von den Steinkernen aus demselben Kalk, die ich als dem *Spon. Delesserti* angehörende betrachte, läßt sich aber nicht näher bestimmen.

Fundort: Ilheu de Baixo.

25. *Spondylus concentricus* BRN.

1898. SACCO: I Moll. terz. usw. XXV, S. 6. (Taf. III, Fig. 4—8.)

Eine gut erhaltene Unterklappe stimmt in allen Merkmalen mit dem bei SACCO abgebildeten *Spond. concentricus* aus dem Unterpliocän bei Savona, Zinola usw. überein, wo diese Art häufig ist. Nicht selten kommt sie auch im Tortonian bei Stazzano vor. Merkwürdig ist bei vorliegendem Exemplar, daß dasselbe ganz frisch und unverwittert aussieht.

Es sei hier erwähnt, daß ich in der Sammlung des geol. paläontolog. Instituts zu Berlin einen *Spondylus* (bezeichnet als *gaederopus*) von Lapugy (Siebenbürgen) gesehen habe, der größer ist als das vorliegende Exemplar, aber sicher mit demselben zusammengehört.

Fundort: Ilheu de Baixo.

26. *Spondylus concentricus* var. *imbricata* MICHT.

1898. SACCO: I Moll. terz. usw. XXV, S. 7. (Taf. III, Fig. 9—14.)

Drei Oberklappen, verschieden groß und verschieden gut erhalten, besitzen alle Merkmale des *Spond. concentricus* var. *imbricata* aus dem Helvetian bei Turin und Baldissero, wo er sehr häufig ist. Wie das SACCO angegeben hat, wechselt diese Art in der Größe der Schale sehr stark von 8 bis 115 mm.

Dieselbe Art wurde früher von MICHELOTTI[1]) und NEUGEBOREN[2]) als *Spondylus miocenicus* beschrieben.

Fundort: Serra de Dentro (3 Exempl.)

27. *Spondylus baixonensis* nov. spec. Taf. II, Fig. 2. a, b, c.

Eine unvollkommene, aber gut erhaltene Oberklappe, war mindestens 140 mm breit. In der Wirbelgegend ist die Schale stark und regelmäßig aufgewölbt, die sich nach hinten allmählich verflacht. Die Radialrippen sind ähnlich und doch verschieden ausgebildet wie bei *Spondylus concentricus*. Auf der Oberfläche sind sechs flache Hauptrippen regelmäßig verteilt. Diese Rippen sind mit ziemlich weit abstehenden, aber starken Stacheln besät, die hier meistenteils abgebrochen sind. Zwischen diesen Rippen befinden sich 4—6 kleinere Rippen, die nur mit Knoten oder sehr kleinen Stacheln besetzt sind (Fig. 2a). Zwischen den kleineren Rippen einerseits und zwischen diesen und den Hauptrippen andererseits kommen noch dazu 2—3 sehr feine Knötchenreihen vor, wie das in Taf. II, Fig. 2c vergrößert dargestellt ist.

Das Vorderohr ist kleiner als das hintere; beide sind stark bestachelt. Das Schloßfeld und die Zähne zeigt Fig. 2b.

Ich habe alle diese Merkmale bei einem bekannten *Spondylus* vereinigt nicht finden können.

Fundort: Ilheu de Baixo.

28. *Spondylus Noronhai* nov. spec. Taf. I, Fig. 5.

130 mm lang und gegen 90 mm breit.

Eine sehr gut erhaltene Unterklappe ist kegelförmig, schief verlängert, an dem Rücken ziemlich eben. Zwei Drittel von der Oberfläche sind mit den konzentrischen, unregelmäßig laufenden, aufgerichteten Lamellen bedeckt, die nach unten stark crenuliert sind. Diese Lamellen sehen terrassenartig aus. Auf diesem Teil der Schale sind die Radialrippen von den konzentrischen Lamellen vollkommen verhüllt. Im vorderen Drittel der Schale verschwinden die erwähnten Lamellen ganz und kommen die Radialrippen sehr deutlich zum Vorschein (Taf. I, Fig. 5.) An den Stellen, wo sich die gedachten Fortsetzungen der Lamellen mit den Rippen kreuzen würden, erscheinen auf den letzten die Stacheln. Das Vorderohr ist gut erhalten und lang.

[1]) MICHELOTTI: Descr. Foss. Mioc. S. 81.
[2]) NEUGEBOREN: Beitr. Kenntn. Tert. Moll. Ob. Lapugy, S. 389.

Diese ganz eigenartige Skulptur konnte ich nirgends bei einem *Spondylus* abgebildet sehen.

Fundort: Serra de Dentro.

Fam. *Ostreidae* Lam.

29. *Alectryonia plicatula* var. *germanitala* (De Greg.).

1867. Weinkauff: Conchyl. d. Mittelmeeres, I, S. 276.
1870. Reuss in Hörnes: Foss. Moll. d. W. B., S. 439.
1897. Sacco: I Moll. terz. usw. XXIII, S. 19. (Taf. V, Fig. 14—16.)

Ein vortrefflich erhaltenes Exemplar stimmt in allen Merkmalen überein mit *Alectryon. plicatula* var. *germanitala* aus dem Pliocän von Asti, die bei Sacco in Fig. 15 abgebildet ist, und die im Tortonian von Stazzano noch häufiger ist. Diese Art ist auch im Wiener Becken bei Steinabrunn usw. und in Siebenbürgen bei Ob. Lapugy verbreitet. Jetzt lebt sie im Mittelmeer.

Es liegen mir noch einige Bruchstücke der Schale von Serra de Dentro und Pico de Juliana vor, die sicher derselben Art angehören.

Fundorte: Ilheu de Baixo, Serra de Dentro, Pico de Juliana.

30. *Alectryonia plicatula* var. *taurinensis* Sacco.

1864. Mayer: Madeira usw., S. 230.
1897. Sacco: I Moll. terz. usw. XXIII, S. 21. (Taf. VI, Fig. 4—6.)

Aus dem Helvetian bei Turin hat Sacco *Alectryonia plicatula* var. *taurinensis* abgebildet, mit welcher mein Exemplar wie in der Größe, so auch in der Form und Ausbildung der Schale übereinstimmt.

Ostrea hyotis die Mayer von Santa Maria, Ilheu de Baixo und Ilheu de Cima beschrieben hat, vereinigt Sacco mit dieser Art.

Fundort: Ilheu de Baixo.

31. *Alectryonia* spec.

Ein abgeriebenes schlecht erhaltenes Exemplar läßt sich nicht näher bestimmen.

Fundort: Ilheu de Baixo.

32. *Pycnodonta* confr. *Brongniarti* Brn.

1897. Sacco: I Moll. terz. usw. XXIII, S. 21. (Taf. VII, Fig. 1, 2.)

133 mm lang und 100 mm breit.

Ein Steinkern aus dem Kalk von Ilheu de Baixo zeigt dieselbe Form der Schale wie *Pycnodonta Brongniarti* aus dem

Tongrian bei Dego, Carcare usw. Das vorliegende Exemplar ist jedoch größer, mehr in die Länge ausgezogen und der Wirbel ist nicht so stark einwärts gekrümmt, wie bei der erwähnten oligocänen Art, weswegen hier die ganze Bandgrube zu sehen ist.

Jedenfalls haben wir hier eine mit *Pycnodonta Brongniarti* verwandte Form, die sich näher nicht sicher bestimmen läßt.

Fundort: Ilheu de Baixo.

Fam. *Mytilidae* Lam.

33. *Septifer superbus* Hörn.

1870. Hörnes: Foss. Moll. d. W. B. II, S. 359. (Taf. 45, Fig. 11.)

10 mm lang und 7 mm breit.

Diese Art hat zuerst Hörnes aus dem Wiener Becken von Gainfahren beschrieben und abgebildet, später wurde sie in Siebenbürgen bei Lapugy und im Banat bei Kostaj wiedergefunden. Mein einziges Exemplar ist größer als Wiener Exemplar, sonst stimmt es vollkommen überein mit der Wiener Art.

Fundort: Serra de Dentro.

34. *Septifer oblitus* (Micht.)

1864. Mayer: Madeira usw. S. 220. (Taf. IV, Fig. 25.)
1866. Hörnes: Foss. Moll. usw. S. 359. (Taf. XXXXV, Fig. 10.)
1898. Sacco: I Moll. terz. usw. XXV, S. 36. (Taf. XI, Fig. 1, 2.)

14 mm lang und 9 mm breit.

Diese Art unterscheidet sich von der vorhergehenden lediglich dadurch, daß hier die Radialstreifen nicht so stark gekerbt sind, und daß die Zwischenfurchen nicht so deutlich gestreift sind. Im Helvetian bei Turin ist häufig, kommt auch im Wiener Becken bei Steinabrunn vor und ebenso in Siebenbürgen bei Lapugy.

Mayer-Eymar hat *Mytilus Domengensis* von Santa Maria und aus dem weißen Kalk von Ilheu de Baixo beschrieben und abgebildet, der offenbar hierher gehört.

Fundort: Serra de Dentro.

35. *Lithophagus Lyellianus* Mayer.

135 mm lang und 41 mm breit.

Es liegen mir über 20 Exemplare, die verschieden groß und verschieden gut erhalten sind.

Alle Merkmale, die für *L. Lyellianus* charakteristisch sind, sind hier wieder zu finden. Einige Exemplare von Serra de Dentro mit vollständig erhaltener Skulptur zeigen, daß die

transversalen Streifen weiter hinaufziehen, als das bei MAYER in Fig. 23 c dargestellt ist, daß sie sich mit den vom Rückenrande kommenden Streifen kreuzen und dadurch auf den Anwachsringen sehr feine chagrinierte Skulptur hervorrufen, die sehr schwach ausgebildet ist.

Fundorte: Serra de Dentro (15 Exempl.), Ilheu de Baixo (über 10 Exempl.)

36. *Lithophagus papilliferus* nov. spec. Taf. II, Fig. 3.

Es ist leider nur ein Teil der Schale erhalten, die aber eine schöne Skulptur trägt. Die Form der Schale und die Anwachsringe sind ganz in derselben Art entwickelt wie bei der vorhergehenden Art. Die Anwachsstreifen auf den Anwachsringen fehlen hier vollständig. Die diagonale, chagrinierte Skulptur auf den Anwachsringen, die bei einigen Exemplaren der *L. Lyellianus* nur schwach angedeutet ist, ist hier ganz gut entwickelt. Man sieht schöne diagonale Reihen der Papillen (Taf. II, Fig. 3). Es ist zweifellos, daß diese Art mit *L. Lyellianus* nahe verwandt ist. Wegen der angegebenen Skulptur meine ich, daß es sich hier doch um eine selbständige Art handelt.

Fundort: Serra de Dentro.

37. *Lithophagus* cf. *lithophagus* (L.)

1898. SACCO: I Moll. terz. usw, XXV, S. 45. (Taf. XII, Fig. 12.)

Zwei gut erhaltene Exemplare stimmen ganz gut überein mit den jugendlichen Formen von *Lith.* cf. *lithophagus* aus dem Helvetian bei Turin, die bei SACCO in Fig. 12 abgebildet sind. Sonst kommt diese Art in allen miocänen Schichten in Italien ebenso häufig vor, wie auch im Pliocän.

Fundort: Serra de Dentro.

38. *Lithophagus Moreleti*? MAYER.

1864. MAYER: Madeira usw. S. 219. (Taf. IV, Fig. 24.)

10 Steinkerne von verschiedenen Lokalitäten, zeigen alle dieselbe Form der Schale und die annähernde Größe wie *Lith. Moreleti*. Die Skulptur ist leider nicht erhalten. Hierzu kommen noch die zylindrischen Löcher im weißen Kalk von Ilheu de Baixo, für welche noch MAYER die Ansicht ausgesprochen hat, daß sie von dieser Art herrühren mögen.

Fundorte: Serra de Dentro (5 Exempl.), Pico de Juliana (2), Ilheu de Baixo (3).

Fam. *Arcidae* Lam.

39. *Arca tetragona* Poli.

1864. Mayer: Madeira usw. S. 217.
1867. Weink uff:: Conch. d. Mittelmeeres, I, S. 192.
1898. S cco: I Moll. terz. usw. XXVI, S. 5. (Taf. I, Fig. 12, 13.)

Zwei rechte Klappen, die mir vorliegen, sind in allen Merkmalen identisch mit der bei Sacco abgebildeten *A. tetragona*. Dieselbe Art wurde von Bruguière *Arca navicularis* genannt, unter welchem Namen sie Mayer von Santa Maria und Pico de Juliana beschrieben hat.

Diese noch heute im Mittelmeer lebende Art kommt im Helvetian bei Turin häufig vor, sehr selten im Tortonian bei Stazzano, und nicht selten im unteren und oberen Pliocän bei Asti, Piacentino usw.

Fundorte: Ribeiro do Moledo, Serra de Dentro.

40. *Arca tetragona* var. *perbrevis* Sacco.

1898. Sacco: I Moll. terz. usw. XXVI, S. 5. (Taf. I, Fig. 22.)

Diese Form hat Sacco von der vorhergehenden Art als selbständige Varietät lediglich deswegen abgetrennt, weil sie mehr von den Seiten zusammengedrückt ist, wodurch die Schale mehr breit und weniger lang geworden ist. Meine einzige, rechte Klappe ist bedeutend größer als ein bei Sacco aus dem Helvetian bei Turin abgebildetes Exemplar, wo diese Varietät wenig häufig ist.

Fundort: Serra de Dentro.

41. *Arca clathrata* (Defr.)

1847. Michelotti: Descr. Foss. Mioc. S. 101.
1865. Hörnes: Foss. Moll. usw. S. 340. (Taf. XXXXIV, Fig. 10.)
1867. Weinkauff: Conch. d. Mittelmeeres, I, S. 200.
1898. Sacco: I Moll. terz. usw. XXVI, S. 8. (Taf. II, Fig. 1—4.)

Drei vorliegende Steinkerne zeigen dieselbe Ausbildung und Form der Schale wie *A. clathrata*. Es kommt noch dazu die für diese Art charakteristische Gitterskulptur der Oberfläche, die auch bei meinen Steinkernen ganz deutlich markiert ist. Deswegen nehme ich als zweifellos an, daß es sich auch bei diesen Steinkernen um dieselbe Art handelt.

Sacco hat bei *A. clathrata* mehrere Varietäten abgetrennt, die meistenteils im Helvetian und unterem Pliocän in Italien verbreitet sind. Sonst kommt diese Art vor, im Miocän bei

Bordeaux, im Wiener Becken bei Steinabrunn, in Siebenbürgen bei Lapugy usw. Heute lebt sie im Mittelmeer.

Fundort: Pico de Juliana (2 Exempl.), Serra de Dentro.

42. *Bathyarca pectunculoides* var. cf. *septentrionalis* (SARS.)

1865. HÖRNES: Foss. Moll. usw. S. 342. (Taf. XXXXIV, Fig. 11.)
1898. SACCO: I Moll. terz. usw. XXVI, S. 12. (Taf. II, Fig. 41.)

Zwei abgeriebene und sonst unvollkommen erhaltene Exemplare stimmen nach der Aufwölbung der Schale, nach der Größe und schiefen Form derselben, wie nach den etwas nach vorne eingerollten Wirbeln ziemlich gut überein mit *Bathyarca pectunculoides* var. cf. *septentrionalis* aus dem Helvetian bei Turin. Die Skulptur der Oberfläche wie die Zähne sind leider nicht erhalten, weswegen auch die Bestimmung noch immer unsicher ist.

Sonst kommt diese Art im Wiener Becken vor bei Baden und ebenso bei Lapugy in Siebenbürgen, woher sie als *Arca pisum* PARTSCH beschrieben wurde (HÖRNES: Foss. Moll.)

Fundort: Serra de Dentro (2 Exempl.)

43. *Barbatia barbata* (L.)

1864. MAYER: Madeira usw. S. 215.
1867. WEINKAUFF: Conch. d. Mittelmeeres, I. S. 194.
1870. HÖRNES: Foss. Moll. usw. II, S. 327. (Taf. XXXXII, Fig. 6—11.)
1898. SACCO: I Moll. terz. usw. XXVI, S. 12. (Taf. II, Fig. 42—44.)

18 vorliegende Exemplare sind verschieden gut erhalten, einige aber von denselben ausgezeichnet, und alle gehören ganz sicher der *Barbatia barbata* an.

Diese Art ist in miocänen Schichten sehr häufig und weit verbreitet, sie kommt ebenso oft vor in Italien, Frankreich, wie in Galizien, Böhmen, Wiener Becken, Siebenbürgen usw. Heute lebt sie an allen Küsten des Mittelmeeres. Im Pliocän ist diese Art auch sehr stark vertreten.

MAYER hat *B. Barbata* nur von Pico de Juliana angeführt. Es ist auffallend, daß sie weder aus den miocänen Schichten von Santa Maria und S. Vicente noch aus denjenigen von Gran Canaria bekannt ist.

Fundorte: Pico de Juliana (11 Exempl.), Serra de Dentro (5 Exempl.), Ribeiro do Moledo (2 Exempl.)

44. *Barbatia modioloides* (CANTR.)

1870. HÖRNES: Foss. Moll. usw. II, S. 340.
1898. SACCO: I Moll. terz. usw. XXVI, S. 15. (Taf. III, Fig. 8—11.)

In 4 Exemplaren von Pico de Juliana ist diese stark gewölbte, ungleichseitige Art mit den sich nach unten zweiteilenden Radialrippen sicher wieder zu erkennen. Diese Art hat HÖRNES aus dem Leithakalk bei Steinabrunn als *Arca dichotoma* beschrieben. In Italien kommt sie im unteren Pliocän bei Asti, Piacentino usw. sehr häufig vor, während sie im Helvetian bei Turin sehr selten ist.

Fundort: Pico de Juliana.

45. *Axinea pilosa* (L.)

33 mm lang und 33 mm breit.

1898. SACCO: I Moll. terz. usw. XXVI, S. 31. (Taf. VII, Fig. 7 ff.)

Ein fast kreisrundes, stark gewölbtes Exemplar ist sehr gut erhalten. Es ist wohl bekannt, wie diese Form veränderlich ist, was zu verschiedenen Benennungen veranlaßte. In der großen fossilen Gruppe des *Pectunculus pilosus* aus Piemont unterscheidet SACCO zwei Hauptarten: *A. bimaculata* und *A. pilosa*. Die letzte Art ist mehr gewölbt als die erstere. Außerdem „liegt die größte Breite der Schale bei *A. bimaculata* in der Nähe des Schlosses, oder doch im oberen $1/3$ der Länge[1])“, was bei meinem Exemplar nicht der Fall ist. So stimmt mein Exemplar mit *A. pilosa* ganz gut überein. *Pectunculus pilosus* aus dem Wiener Becken und aus dem Miocän von Lapugy wurde teilweise von WEINKAUFF und SACCO mit *A. bimaculata* vereinigt. Der von MAYER aus dem Miocän von S. Vicente auf Madeira beschriebene *Pectunculus pilosus* scheint sicher der letzten Art anzugehören.

A. pitosa ist im Helvetian bei Turin nicht selten, häufig aber im unteren und oberen Pliocän bei Asti, Piacentino usw.

Fundort: Pico de Juliana?

46. *Axinea* cf. *pilosa* (L.).

1898. SACCO: I Moll. terz. usw., XXVI, Taf. VII, Fig. 12.

Drei vorliegende, nicht ganz gut erhaltene Exemplare zeigen dieselbe Größe und Form der Schale und ganz dieselbe Skulptur, wie das SACCO für juv. *Axinea* cf. *pilosa* aus dem Helvetian bei Turin in Fig. 12 abgebildet hat.

Fundorte: Serra de Dentro (2 Exempl.), Pico de Juliana.

47. *Axinea multiformis* MAYER.

1864. MAYER: Madeira usw., S. 213, Taf. III, Fig. 21.

---

[1]) WEINKAUFF: Conchyl. d. Mittelmeeres, II, S. 438.

16 gut erhaltene Exemplare zeigen alle Merkmale von *A. multiformis*, nämlich dieselbe verlängerte und convexe Form der Schale, zahlreiche und schmale Rippen, zwei charakteristische Depressionen auf der Hinterseite, die mehr oder weniger deutlich ausgebildet sind. Sonst zeigen meine Exemplare dieselbe Veränderlichkeit, die MAYER für diese Art angegeben hat.

8 Steinkerne aus derselben Lokalität gehören sicher derselben Art an.

Fundort: Ilheu de Baixo (24 Exempl.).

48. *Axinea insubrica* (BROCC.).

1867. WEINKAUFF: Conchyl. d. Mittelmeeres, I, S. 187.
1898. SACCO: I Moll. terz. usw., XXVI, S. 33, Taf. VIII, Fig. 11—21.

16 vorliegende Exemplare stimmen in der Form und Wölbung der Schale wie in der Skulptur ganz gut überein mit *A. insubrica*. Außerdem ist bei meinen Exemplaren dieselbe Ungleichheit der rechten und linken Seite der Schale wie die starke Veränderlichkeit der Größe zu beobachten.

Diese Art kommt außerordentlich häufig vor im Helvetian bei Turin und im oberen Pliocän bei Asti. Heute lebt sie auf den Küsten des Mittelmeeres.

Fundort: Serra de Dentro.

Fam. *Astartidae* GRAY.

49. *Cabralia Schmitzi* J. BÖHM.

1898. J. BÖHM: Miocän von Selvagem usw. Diese Zeitschr. Bd. **50**, 1898, S. 37—39, Fig. 3, 4.

Hoch 15—43 mm und breit 19—59 mm.

65 Exemplare aus dem verkitteten Sande und aus dem Tuffe von Selvagem liegen mir vor. Alle diese Exemplare sind vollkommen identisch mit *Cabralia Schmitzi*, die Herr Prof. J. BÖHM aufgestellt und zuerst aus demselben Fundorte beschrieben und abgebildet hat. Die konzentrischen Streifen wurden vom Herrn J. BÖHM nicht erwähnt, wohl aber abgebildet, die auch bei meinen Exemplaren mehr oder weniger deutlich zum Vorschein kommen. Wenn diese Form eine Einbuchtung der Mantellinie hätte, dann würde sie sich mit *Lajonkaireia rupestris* var. *pliogigas* SACCO[1]) aus dem oberen Pliocän bei Asti fast vollkommen identifizieren lassen. Diese Einbuchtung fehlt aber hier vollständig. Deswegen finde ich die Aufstellung der neuen Gattung für diese merkwürdige Form berechtigt.

Fundort: Selvagem.

---

[1]) SACCO: I Moll. terz. usw., XXVIII, S. 51, Taf. XI, Fig. 24.

Fam. *Chamidae* Lam.

50. *Chama gryphoides* Linné.

1862. Hörnes: Foss. Moll. usw., S. 210, Taf. 31, Fig. 1.
1864. Mayer: Madeira usw., S. 207.
1867. Weinkauff: Conchyl. d. Mittelmeeres, I, S. 150.
1899. Sacco: I Moll. terz. usw., XXVII, S. 63.

Eine Unterklappe von Pico de Juliana und je eine Oberklappe von Serra de Dentro und Ilheu de Baixo stimmen in der Form der Schale, in der Einrollung der Wirbel wie in der Ausbildung des Schlosses und der Skulptur ganz gut überein mit *Ch. gryphoides* L. aus dem Leithakalk bei Steinabrunn, die bei Hörnes gut beschrieben und schön abgebildet ist. Nur sind meine Exemplare noch größer. So ist z. B. die Oberklappe von Ilheu de Baixo 103 mm lang und 82 mm breit und dabei sehr dickschalig. Die Oberklappe von Serra de Dentro besitzt auf der Oberfläche eine Vertiefung, die vom Wirbel, dem Hinterrande entlang, bis zum Unterrande zieht. Weil auch diese Klappe in allen anderen Merkmalen mit *Ch. gryphoides* identisch ist, dürfte es sich hier höchstens um eine Varietät derselben Art handeln.

Sacco hat *Ch. gryphoides* von Steinabrunn mit *Ch. garmella* De Greg. aus dem Helvetian bei Turin, Baldissero usw. vereinigt, die letzte aber schlecht abgebildet (XXVII, Taf. XIII, Fig. 12—16) und dabei nicht beschrieben. Die Turiner *Ch. garmella* ist kleiner als die Wiener *Ch. gryphoides.*

Außerdem liegen mir 5 Steinkerne aus dem weißen Kalk von Ilheu de Baixo vor, und alle haben längliche, komprimierte Gestalt, die Mayer für die Steinkerne aus demselben Kalk seiner *Chama macerophylla* Chemn. als charakteristisch angeführt hat. Diese *Ch. macerophylla* hat Sacco mit der Turiner *Ch. garmella* vereinigt.

Ch. gryphoides lebt heute auf den Küsten des Mittelmeeres auf Felsen, Steinen und anderen Conchylien aufsitzend und ist viel kleiner als die miocänen Formen.

Fam. *Lucinidae* Desh.

51. *Codokia leonina* (Bast.).

1865. Hörnes: Foss. Moll. usw., S. 221, Taf. 32, Fig. 1.
1864. Mayer: Madeira, S. 211.
1901. Sacco: I Moll terz. usw., XXIX, S. 92, Taf. XXI, Fig. 1, 2.

7 vorliegende Exemplare, die verschieden gut erhalten sind, stimmen mit den bei Mayer, Hörnes und Sacco angeführten

Beschreibungen und Abbildungen überein. Die Radialstreifen in der Mitte der Schale sind bei diesen Exemplaren ebenso gut kenntlich, wie bei den Turiner Exemplaren, während dieselben bei den Wiener Formen fast unkenntlich sind.

Wie die anderen Gattungen, wurde auch Lucina in verschiedene Untergattungen gespalten, wobei *L. leonina* den Namen *Codokia* bekam. *L. leonina* und *L. tigerina* wurden von Hörnes, Mayer und Sacco vereinigt, nur nahmen Hörnes und Sacco für die vereinigte Art den Namen *leonina* und Mayer nahm *tigerina*.

Diese Art kommt im Leithakalk bei Steinabrunn vor, weiter bei Lapugy in Siebenbürgen, bei Turin und Baldissero im Helvetian, im unteren und oberen italienischen Pliocän usw. Mayer führt diese Art an von Pico de Juliana und von Sao Vicente.

Fundorte: Pico de Juliana (5 Exempl.), Serra de Dentro.

52. *Myrtea?* (*Lucina*) cf. *strigillata* (Reuss).

1870. Hörnes: Foss. Moll. usw., II, S. 240, Taf. 33, Fig. 13.
1901. Sacco· I Moll. terz. usw., XXIX, S. 96.

Ein vorliegendes Exemplar ist zweimal so groß wie die bei Hörnes aus dem Tegel bei Forchtenau beschriebene und abgebildete *Lucina strigillata*. Sonst stimmen sie, wie in der Form und Flachheit der Schale, so auch in der Ausbildung der feinen Radialrippen ganz gut überein. Mein Exemplar unterscheidet sich wohl von der Wiener Form dadurch, daß hier an dem Wirbel keine konzentrischen, blattförmigen Leisten zu sehen sind, und daß die konzentrischen, niedrigen Absätze weniger häufig sind.

Fundort: Pico de Juliana.

53. *Jagonia reticulata?* (Poli).

1864. Mayer: Madeira usw., S. 210.
1865. Hörnes: Foss. Moll. usw., S. 241, Taf. 33, Fig. 11.
1901. Sacco: I Moll. terz. usw., XXIX, S. 97, Taf. XX, Fig. 65—67.

Ein größeres Fragment der Schale läßt sich nach der Form und Größe wie nach der Skulptur ganz gut identifizieren mit *Lucina reticulata*, die bei Hörnes und Sacco gut abgebildet ist. Trotzdem ist die Bestimmung dieses Exemplares wegen der mangelhaften Erhaltung unsicher.

Diese Art ist im Leithakalk bei Steinabrunn, Porstendorf usw. häufig, findet sich bei Lapugy in Siebenbürgen; im piemontesischen Tertiär fängt sie im Helvetian bei Turin usw.

an und dauert in allen darauf auflagernden tertiären Schichten fort. Mayer erwähnt sie von Santa Maria. Heute lebt sie an den Küsten des Mittelmeeres und im Atlantischen Ozean, an den Küsten von Madeira usw.

Fundort: Serra de Dentro.

Fam. *Cardiidae* Lam.

54. *Cerastoderma edule* var. *umbonata* (Wood).

1870. Hörnes: Foss. Moll. usw., II, S. 185, Taf. 25, Fig. 2, 3.
1899. Sacco: I Moll. terz. usw., XXVII, S. 48, Taf. XI, Fig. 25, 26, 27, 28.

37 mm lang und 31 mm breit.

Eine linke Klappe hat 26 Radialrippen, die in derselben Weise entwickelt und verziert sind, wie das bei dem rezenten *Cardium edule* aus dem Kanal, Mittelmeer usw. der Fall ist. Auch andere Merkmale sind vollständig übereinstimmend. Die bei Hörnes aus dem Wiener Becken von Gauderndorf und Grund abgebildete Form, wie auch die von Weinkauff aus dem Mittelmeer angeführte Form (Conchyl. d. Mittelmeeres, I, S. 144), hat Sacco mit seiner Varietät *C. edule* var. *umbonata* vereinigt. Im piemontesischen Pliocän häufig.

Diese Art lebt vorzugsweise im Brakwasser der Aestuarien und im offenen Meer auf sandigem Grund und in geringer Tiefe an den Küsten (Weinkauff a. a. O.).

Es sei noch erwähnt, daß mein Exemplar viel mehr rezent als fossil aussieht.

Fundort: Ilheu de Cima.

55. *Discors pectinatus* (Linné).

1864. Mayer: Madeira usw., S. 205.

Mayer hat die bauchigen, schiefen Steinkerne aus dem weißen Kalk von Ilheu de Baixo als miocänen Vertreter des rezenten *Discors pectinatus* angeführt. Mir liegt aus demselben Kalk ein ebensolcher Steinkern vor, den ich nach Mayer als *D. pectinatus* angeben möchte.

Fundort: Ilheu de Baixo.

56. *Discors Hartungi?* (Mayer).

1864. Mayer: Madeira usw., S. 203, Taf. III, Fig. 16.

Ein Steinkern aus dem weißen Kalk von Ilheu de Baixo ist größer und viel weniger schief als derjenige der vorhergehenden Art. Nach der Form dieses Steinkernes hätten wir hier früher einen Vertreter des *Discors discrepans*, als einen des *D. Hartungi.*

Aber weil hier die Skulptur als Hauptmerkmal nicht erhalten ist, und weil MAYER unter 20 Steinkernen aus demselben Kalk keinen als *D. discrepans* erkennen konnte, sondern alle als *D. Hartungi* bezeichnet hat, folge ich hier seinem Beispiele.

D. Hartungi ist nach MAYER für die helvetischen Schichten der Azoren (S. Maria) und von Madeira (S. Vincente, Ilheu de Baixo) charakteristisch.

D. discrepans kommt außerordentlich häufig im Helvetian bei Turin vor, findet sich auch im Leithakalk bei Steinabrunn und bei Lapugy in Siebenbürgen.

Fundort: Ilheu de Baixo.

Fam. *Veneridae* GRAY.

57. *Callista madeirensis* MAYER.

1864. MAYER: Madeira usw., S. 201, Taf. II, Fig. 14.

Ein Steinkern zeigt ziemlich gut erhaltene Zähne, die ebenso ausgebildet sind wie bei *Cytheraea erycina* LAM. aus dem Wiener Becken[1]). Sonst stimmt mein Exemplar in der Größe und Form vollkommen mit *C. madeirensis* überein. Die letzte Art unterscheidet sich von *C. erycina* nur dadurch, daß sie weniger ungleichseitig ist und daß die konzentrische Skulptur hier anders ausgebildet ist.

Diese Art kommt nach MAYER im Miocän von S. Vicente und im weißen Kalk von Ilheu de Baixo vor. Die nahe verwandte Art *C. erycina* ist im Wiener Becken selten, dagegen im Helvetian bei Turin sehr häufig.

Fundort: Ilheu de Baixo.

58. *Omphaloclathrum miocenicum* (MICHT.)

1900. SACCO: I Moll. terz. usw., XXVIII, S. 26, Taf. VII, Fig. 1—5.

Ein Steinkern zeigt dieselbe Form und Größe wie *O. miocenicum* aus dem Helvetian bei Turin. Auf diesem Steinkerne ist ein Teil der Schale erhalten, deren Skulptur vollkommen in derselben Weise entwickelt ist wie bei *O. miocenicum*. Deswegen hoffe ich die Art hier nicht falsch bestimmt zu haben.

Fundort: Pico de Juliana.

59. *Omphaloclathrum Aglaurae* (BRONGN.).

1870. HÖRNES: Foss. Moll. usw., II, S. 122, Taf. 14, Fig. 1—4.

Eine unvollkommene und doch sehr gut erhaltene rechte Klappe stimmt in allen Merkmalen vollkommen mit *O. Aglaurae*

---

[1]) HÖRNES: Foss. Moll. usw., II, S. 154, Taf. 19, Fig. 1.

aus dem Leithakalk überein. Daß das vorliegende Exemplar ziemlich viel kleiner ist als Wiener *O. Aglaurae* hat nichts zu bedeuten, zumal da ebenso kleine Formen von derselben Art in Siebenbürgen bei Lapugy vorkommen. Die vorhergehende Art aus den Turiner Schichten hat Hörnes als jugendliche Form von *O. Aglaurae* angeführt. Sacco meint dagegen, daß er die Wiener Form vom echten *O. Aglaurae* abtrennen muß und mit Turiner *O. miocenicum* vereinigen soll. Dabei führt er aus dem Helvetian bei Turin beide Arten an und bildet sie ab[1]). Nach den Abbildungen bei Hörnes und Sacco stimmen Turiner *O. Aglaurae* und Wiener *Venus Aglaurae* in der Skulptur vollkommen überein, die aber bei der vorhergehenden Art anders ausgebildet ist, nämlich während bei *O. Aglaurae* die konzentrischen Streifen als starke Reifen entwickelt, die ziemlich dicht mit Körnern besät sind, sind dieselben bei *O. miocenicum* als dünne Lamellen ausgebildet.

Fundort: Pico de Juliana.

60. *Omphaloclathrum* cf. *Aglaurae* (Brongn.).

1870. Hörnes: Foss. Moll. usw., II, S. 122.

Gegen 20 Scherben von einem dickschaligen Muschel, die ganz scharfkantig sind. Ein Wirbelfragment trägt gut erhaltene Zähne, die vollkommen gleich ausgebildet sind wie bei *O. Aglaurae*. Auch die Form der Schale und die konzentrische Skulptur der Oberfläche stimmen ziemlich gut überein mit denjenigen bei der hier genannten Art. Nur die konzentrischen Reifen bei den vorliegenden Fragmenten sind nicht so stark radial durchgefurcht, wie das der Fall bei *O. Aglaurae* ist.

Diese Form war mindestens ebenso groß wie die Wiener *O. Aglaurae* und ist mit dem letzten sicher sehr nahe verwandt, wenn vielleicht auch nicht ganz identisch. Um diese Form sicher zu bestimmen, bedarf es besser erhaltener Exemplare.

Fundort: Serra de Dentro.

61. *Ventricola multilamella* var. *taurominor* Sacco.

1900. Sacco: I Moll. terz. usw., XXVIII, S. 32, Taf. VIII, Fig. 13—15.

Drei vorhandene Exemplare zeigen alle Merkmale von *Ventricola multilamella* (Lk.). In der Form und Größe der Schale wie in der Entwicklung der Skulptur lassen sich meine Exemplare vollständig mit *V. multilamella* var. *taurominor* aus dem Helvetian bei Turin, Baldissero usw. identifizieren.

Fundort: Serra de Dentro.

[1]) Sacco: I Moll. terz. usw., XXVIII, S. 26, 27, Taf. VII, Fig. 1—7.

62. *Ventricola multilamella* var. *taurorotunda* SACCO.

1900. SACCO: I Moll. terz. usw., XXVIII, S. 32, Taf. VIII, Fig. 16.

Wieder 3 Exemplare aus dem Tuff, die größer sind als die vorhergehende Art und dabei mehr abgerundet. Alle anderen Merkmale sind gleich. Diese abgerundete Form kommt im Helvetian bei Turin vor und wurde von SACCO *V. multilamella* var. *taurorotunda* genannt.

Fundort: Ilheu de Baixo(?)

63. *Ventricola* nov. spec., Taf. III, Fig. 1 a, b.

Eine unvollkommen erhaltene rechte Klappe zeigt eine kleine Form. Die Zähne und die Skulptur sind hier ähnlich, aber nicht gleich ausgebildet wie bei *V. alternans* (BON.) aus dem obersten Miocän und unteren Pliocän im Piemont bei Asti[1]). Die konzentrischen Streifen bei dem vorliegenden Exemplar sind viel feiner. Die Lunula ist hier sehr groß und durch eine tiefe Furche von dem übrigen Teil der Schale getrennt. Der Rand der Lunula läuft von dem Wirbel aus nach vorn fast schnurgerade und ist von innen fein krenuliert (Taf. III, Fig. 1 a, b). Außerdem ist die Oberfläche der Lunula stark gestreift parallel dem Rande. Die Lunular-Streifen schneiden sich mit den konzentrischen Streifen der Schale an der Begrenzungsfurche unter einem Winkel. Durch die starke Ausbildung der Lunula ist die ganze Schale nach vorn gezogen.

Diese Form kann ich mit keiner mir bekannten Art vereinigen, weswegen ich glaube, daß es sich hier um eine neue Art handelt.

Fundort: Ilheu de Baixo.

64. *Ventricola Bronni* MAYER.

1860. BRONN in HARTUNG: Die Azoren usw., S. 122, Taf. 19, Fig. 8.
1864. MAYER: Madeira usw., S. 198.
1870. HÖRNES: Foss. Moll. usw., II, S. 126, Taf. XIV, Fig. 5—9.

Die kleine, abgerundete, stark gewölbte Art mit eigentümlicher konzentrischer Skulptur ist sicher wiederzuerkennen bei 2 vorliegenden Exemplaren. Dieselbe Art haben früher BRONN von Santa Maria und HÖRNES aus dem Wiener Becken bei Forchtenau als *V. praecursor* beschrieben.

MAYER führt diese Art von S. Maria und Pico de Juliana an.

---

[1]) SACCO: I Moll. terz. usw., XXVIII, S. 33, Taf. VIII, Fig. 26—31.

Dieser Art sehr nahe verwandt ist *V. libellus* aus dem Helvetian bei Turin, wo sie häufig ist und dabei seltener in darauf auflagernden neogenen Schichten [1]).

Fundort: Serra de Dentro (2 Exempl.).

65. *Chamelaea gallina* var. *dertolaevissima* SACCO.

1900. SACCO: I Moll. terz. usw., XXVIII, S. 37, Taf. IX, Fig. 27.

Drei Exemplare haben die für *Ch. gallina* charakteristische Form der Schale und dieselbe Abwesenheit der Skulptur auf der Oberfläche wie *Ch. gallina* var. *dertolaevissima* aus dem Tortonian bei Stazzano. Nur sind meine Exemplare etwas größer.

Fundort: Serra de Dentro.

66. *Chamelaea gallina* var. *Janenschi* nov. var., Taf. III, Fig. 2 a, b.

Eine linke Klappe ist ziemlich zerdrückt, zeigt vollkommen dieselbe Größe und dieselbe Form der Schale, wie *Ch. gallina* var. *laminosa* aus dem Pliocän bei Asti und Villalvernia im Piemont [2]). Nur die Skulptur ist verschieden. Während bei *Ch. gallina* var. *laminosa* sehr feine zahlreiche konzentrische Streifen zu sehen sind, sind hier breite konzentrische Rippen entwickelt, gegen 14 an der Zahl, die seinerseits wieder fein längs gestreift sind. Diese feinen Streifen an den Rippen sind bei meinem Exemplar nur am Hinterteil der Schale erhalten (Fig. 2 b). Wegen dieser Skulptur trenne ich die vorliegende Form von *Ch. gallina* var. *laminosa* ab, mit der sie sonst sehr nahe verwandt ist.

Fundort: Serra de Dentro.

Fam. *Tellinidae* LAM.

67. *Gastrana Mayeri* nov. spec., Taf. III, Fig. 3 a, b.

Nur eine linke Klappe liegt mir vor, die aber sehr gut erhalten ist. Die Schale ist quer oval, nach vorn erweitert und abgerundet und nach hinten und unten eierförmig verschmälert. Unsymmetrisch, 48 mm lang und 42 mm hoch. Das Schloß zeigt 2 Cardinalzähne, von denen der vordere sehr kräftig, fast vierseitig ausgebildet ist, während der hintere zart, leistenförmig entwickelt ist. Zwischen dem ersten Zahn und Vorderrand der Schale ist eine fast dreieckige Zahngrube für

[1]) SACCO: I Moll. terz. usw., XXVIII, S. 34—35.
[2]) SACCO: I Moll. terz. usw., XXVIII, S. 38, Taf. IX, Fig. 33.

den starken Vorderzahn der Gegenklappe vorhanden, während zwischen dem zweiten und ersten Zahn eine kleinere Zahngrube für den ziemlich schwächeren zweiten Zahn der Gegenklappe ausgebildet ist. Das Ligament war äußerlich und sehr kräftig. Der Ligamentträger ist teilweise abgebrochen. Die Muskeleindrücke sind fast gleich; der hintere ist rundlich, und der vordere etwas in die Länge ausgezogen. Die Mantellinie zeigt eine tiefe, breit zungenartige Bucht.

Die Oberfläche der Schale ist etwas unregelmäßig gewölbt, mit eng stehenden konzentrischen Anwachsstreifen, die von feinen, unzähligen Radialstreifen durchschnitten sind, wodurch eine feine Gitterskulptur entsteht, die nicht ganz deutlich hervortritt, weil die Schale etwas abgerieben ist. Am Hinterrande entlang ziehen sich vom Wirbel aus nach unten zwei ziemlich tiefe und ziemlich enge Depressionen, die von zwei scharfen Kielen begleitet werden. In diesen Vertiefungen kommen nur die Anwachsstreifen zum Vorschein. Am Ende der längeren Depression, zwischen beiden Kielen, ist die Schale abgestutzt und ausgebuchtet zum Ausgang des starken Siphos. Der abgerundete Vorderrand geht allmählich in den unteren Rand über, welcher weiter nach hinten fast geradeaus läuft. Der Unterrand fortgesetzt würde mit dem fortgesetzten Vorderrand einen stumpfen Winkel bilden, mit dem fortgesetzten Hinterrand dagegen einen spitzen Winkel.

Diese Form ist nahe verwandt mit *Gastrana fragilis* aus dem Pliocän bei Asti[1]), unterscheidet sich von der italienischen Form dadurch, daß die Schale bei meinem Exemplar viel unsymmetrischer ist, daß bei *G. fragilis* die zwei oben angeführten Depressionen fehlen, und daß *G. fragilis* hinten nicht abgestutzt ist. Außerdem ist bei meinem Exemplar die Schale kräftiger. Deswegen trenne ich die vorliegende Form von *G. fragilis* ab. *G. fragilis* kommt auch im Miocän bei Pont-le-Voy vor.

Fundort: Selvagem.

Fam. *Mactridae* Desh.

68. *Psammophila oblonga* Chemnitz.

1860. Hörnes: Foss. Moll. usw., II, S. 58—59, Taf. 5, Fig. 6—7.
1867. Weinkauff: Conchyl. d. Mittelmeeres, I, S. 40, 41.
1901. Sacco: I Moll. terz. usw., XXIX, S. 30, Taf. VIII, Fig. 6—7, Taf. IX, Fig. 1—2.

Ein Steinkern aus dem Kalktuff von Ilheu de Baixo zeigt dieselbe Größe und Form der Schale, wie dieselbe Ausbildung

[1]) Sacco: I Moll. terz. XXIX, S. 116—117, Taf. XXV, Fig. 9—16.

des Schlosses, der Muskeleindrücke und der Mantellinie, wie *Lutraria oblonga* aus den Grundschichten bei Wien.

Diese Art ist im Miocän selten, häufiger im Pliocän (bei Asti usw.) und lebt noch heute im Mittelmeer und im Atlantischen Ozean im Sand an den Küsten, wo sich große Flüsse ins Meer ergießen.

Fam. *Gastrochaenidae* Gray.

69. *Gastrochaena Cuvieri* Mayer.

1864. Mayer: Madeira usw., S. 194, Taf. I, Fig. 7.

Es liegen mir einige eiförmige Klumpen von Ihleu de Baixo und Serra de Dentro vor, die ich zerschlagen habe und in denen ich *Gastrochaena Cuvieri* gefunden habe, welche von Mayer zuerst aus dem weißen Kalk von Ilheu de Baixo beschrieben und abgebildet wurde. Diese Klumpen scheinen mir in der Weise entstanden zu sein, daß die durch *Gastroch. Cuvieri* erbohrten Löcher nachträglich vom Kalk erfüllt wurden, wodurch die darin liegenden Schalen nach dem Absterben des Tieres zusammengekittet wurden.

Gastropoda.

Fam. *Tecturidae* Gray.

70. *Tectura* cf. *taurinensis* Sacco.

1897. Sacco: I Moll terz. usw., XXII, S. 20, Taf. II, Fig. 53.

Ein ziemlich abgeriebenes Exemplar steht in der Größe und Form der Schale, wie in der Ausbildung des Wirbels am nächsten der *Tectura taurinensis* aus dem Helvetian bei Turin. Ob es sich hier wirklich um dieselbe Art handelt, kann ich bei mangelnder Erhaltung meines Exemplares und besonders wegen zu kurzer Beschreibung und schlechter Abbildung bei Sacco nicht entscheiden.

Fundort: Pico de Juliana.

Fam. *Trochidae* Ad.

71. *Oxystele Böhmi* nov. spec., Taf. III, Fig. 4, a, b.

Hoch 26—43 mm, breit 27—40 mm.

Vier Exemplare sind verschieden gut erhalten. Von den fossilen Arten steht diese Form am nächsten der *Oxystele patula* aus dem Miocän. Sie unterscheidet sich aber von der letzten dadurch, daß die vorliegende Form nicht so tiefe Nähte hat; daß die Spiralreifen hier regelmäßig viel breiter sind als die dazwischenliegenden Furchen; daß die Basis nicht eben oder

ausgehöhlt ist, sondern mehr konvex, und daß die innere Lippe an der Columella einen stärkeren Vorsprung zeigt, als das bei *O. patula* der Fall ist. Der Nabel ist vollkommen bedeckt. Die Zahl der Umgänge ist dieselbe wie bei *O. patula.* Die Spiralreifen werden von feinen, schiefstehenden Zuwachslinien durchsetzt wie bei *O. patula.*

An den Küsten von Madeira lebt jetzt *O. sauciata* Koch, deren Ausbildung des Mundes und der Spiralreifen in derselben Weise geschehen ist wie bei meinen Exemplaren[1]). Trotzdem unterscheiden sich diese zwei Formen so sehr voneinander, daß ich sie als zwei getrennte Arten betrachten muß.

Fundort: Selvagem.

72. *Gibbula Schmitzi* nov. spec., Taf. III, Fig. 5 a, b.

Hoch 27 mm, breit 27 mm.

Ein gut erhaltenes Exemplar ließe sich gut identifizieren mit *Gibbula magus*, die noch heute an den Küsten von Madeira usw. lebt, in der Form der Schale und der Windungen, wie in der Ausbildung des Mundes und des Nabels[2]). Der untere Randreif ist bei dem vorliegenden Exemplar ebenso verdickt wie bei *O. magus*. Der obere, sehr verdickte Spiralreif, der bei *O. magus* an allen Umgängen vorhanden ist und stark mit den Knoten besät ist, fehlt hier vollkommen. Der Nabel ist stark ausgebildet. Die Basis ist fast ganz flach und bildet mit der Oberfläche des letzten Umganges einen Winkel von etwas unter 90°. Die Spiralstreifen sind hier viel schmäler und feiner ausgebildet als bei der vorhergehenden Art und von feinen, schiefstehenden Zuwachslinien durchsetzt, ähnlich wie bei *O. albida*.

Trotz der großen Ähnlichkeit meines Exemplars mit *G. magus* und *G. albida* unterscheidet es sich von denselben hauptsächlich durch das Fehlen des oberen, verdickten Randreifes. Es kommen noch dazu kleinere andere Unterschiede, weswegen ich das vorliegende Exemplar als selbständige Art von den verwandten, oben angeführten, abtrennen muß.

Fundort: Selvagem.

73. *Gibbula* spec.

Zwei Fragmente der Schale zeigen dieselbe Form und ebenso dieselbe Ausbildung der Basis und des Nabels, wie *G. Schmitzi*. Die abgeriebene Oberfläche der Schale hat ähnliche Skulptur. Der verdickte untere Randreif ist hier nicht zu sehen. Ob wir

---

[1]) Tryon: Manuel of Conchology, Vol. XI, S. 113.
[2]) Tryon: Man. of Conchology, Vol. XI, Abbildung von *G. magus*.

hier eine der *G. Schmitzi* nur nahe verwandte oder ganz identische Art haben, kann ich wegen der mangelhaften Erhaltung nicht entscheiden.

Fundort: Selvagem.

Fam. *Janthinidae.*

74. *Janthina Hartungi* Mayer.

1864. Mayer: Madeira usw., S. 242, Taf. VI, Fig. 44.

Ein nicht vollkommen erhaltenes Exemplar zeigt alle für *Janthina Hartungi* angeführten Merkmale so, daß es sich hier zweifellos um dieselbe Art handelt. Diese Art hat zuerst Bronn von Santa Maria als *Hartungia typica* beschrieben und abgebildet (Hartung-Bronn: Azoren 1860, S. 119, Taf. 19, Fig. 3). Später hat Mayer dieselbe Art von S. Maria und von Sao Vicente auf Madeira beschrieben, mit *Janthina* vereinigt und *Janthina-Hartungi* genannt.

Fundort: Selvagem.

Fam. *Neritopsidae* Fischer.

75. *Neritopsis radula* L.

1856. Hörnes: Foss. Moll. usw., I, S. 528, Taf. 47, Fig. 8.
1864. Mayer: Madeira usw., S. 243,

Drei verschieden gut erhaltene Exemplare zeigen dieselbe Form und Größe der Schale, wie *N. radula* aus dem Wiener Becken und von Lapugy. Auch hier sind 17 perlschnurartige Spiralreifen am letzten Umgange zu sehen, zwischen denen sich kurze, blattartige, querstehende Streifen befinden. Die rezenten Formen von *N. radula*, die ich in der zoologischen Sammlung des Museums für Naturkunde zu Berlin gesehen habe, sind nicht unbeträchtlich größer und haben am letzten Umgange 21—23 der obigen Spiralreifen.

Mayer hat zuerst diese Form von Pico de Juliana beschrieben. Im Wiener Becken bei Forchtenau ist sie sehr selten, bei Lapugy in Siebenbürgen dagegen sehr häufig. Bei Pico de Juliana scheint sie häufig zu sein. Heute lebt sie an den Küsten von Ceylon.

Fundort: Pico de Juliana.

76. *Neritopsis radula* var. *moledonensis* nov. var., Taf. III, Fig. 6 a, b.

Drei vorliegende Exemplare stimmen in den Hauptmerkmalen mit der vorhergehenden Art vollkommen überein. Die

Spiralreifen am letzten Umgange sind auch hier 17 an der Zahl und ebenso perlschnurartig ausgebildet wie bei *N. radula*. Die blattartigen, querstehenden Streifen sind hier viel dünner, mehr lamellenartig ausgebildet und stark gefältelt. Auf jeden Knoten kommen hier fast regelmäßig je zwei, sehr selten je drei solche gefältelte Lamellchen. Bei *N. radula* kommen auf jeden Knoten je 3—4, manchmal je 5 nicht gefältelte, querstehende Streifen. Außerdem befinden sich am letzten Drittel des letzten Umganges 4—5 ziemlich gleich abstehende Anwachslamellen, die dem äußeren Mundrand parallel laufen und über die Knotenreihen hinausragen. Diese Anwachslamellen stellen wahrscheinlich den ehemaligen Mundrand vor. Wegen dieser Unterschiede trenne ich die vorliegende Form von *N. radula* als eine selbstständige Varietät ab.

Fundort: Ribeiro do Molêdo.

Fam. *Neritidae* LAM.

77. *Nerita Martiniana* MATH.

1856. HÖRNES: Foss. Moll., I, S. 533, Taf. 47, Fig. 9 (juv.).
1896. SACCO: I Moll. terz., XX, S. 48, Taf. 5, Fig. 41.
1898. J. BÖHM: Miocän von Selvagem. Diese Zeitschr. Bd. **50**, S. 34, Fig. 1a, b, c.

Hoch 8—16 mm, breit 12—24 mm.

Über 30 Exemplare liegen mir vor, darunter einige jugendliche Individuen. Alle Hauptmerkmale hat Herr J. BÖHM bei der ausführlichen Beschreibung dieser Art von Selvagem hervorgehoben. Es muß erwähnt werden, daß meine Form sehr veränderlich ist. So habe ich z. B. 16 bis 23 Spiralfurchen gezählt auf dem letzten Umgang. Die Zahl der Zwischenzähne im Innern der Außenlippe schwankt hier zwischen 6 und 9. Dieselbe Variabilität zeigt diese Art im Helvetian bei Turin, wo sie massenhaft vorkommt.

Neben erwachsenen sind auch 8 jugendliche Individuen von dieser Art vorhanden aus derselben Lokalität, die sehr lehrreich sind. Die Form und die Skulptur der Schale ist hier wie bei den erwachsenen; die Bezahnung der Lippen ist aber verschieden. Was die Bezahnung der Außenlippe bei jugendlichen Formen anbetrifft, findet man hier z. B. einige Exemplare, die fast zahnlos sind, die anderen aber haben nur die Anfänge von den größten dornförmigen Endzähnen und keine Zwischenzähne; die anderen zeigen auch noch die Anfänge von den Zwischenzähnen. Hier sind also alle Stadien von fast zahnloser bsi zur vollständig bezahnten Außenlippe zu beobachten; des-

wegen, meine ich, hat Sacco mit Recht *Nerita Proteus* Bon. aus dem Miocän von Lapugy als die Jugendform von *N. Martiniana* erklärt, zumal meine jugendlichen Exemplare vollkommen übereinstimmen mit der bei Hörnes abgebildeten *N. Proteus.*

Fundort: Selvagem.

78. *Nerita selvagensis* J. Böhm.

1898. J. Böhm: Miocän von Selvagem. Diese Zeitschr. Bd. **50**, 1898, S. 36, Fig. 2a, b, c.

Gegen 30 Exemplare unterscheiden sich von der vorhergehenden Art hauptsächlich dadurch, daß hier das Gewinde gut entwickelt ist, daß die Innenlippe etwas anders ausgebildet ist und daß die Außenlippe auf der Innenseite oben nur einen dornförmigen Zahn hat, während *N. Martiniana* regelmäßig deren zwei hat. Die Zwischenzähne der Außenlippe sind hier 9—15 an der Zahl. Sonst hat Herr J. Böhm diese Art genau beschrieben und abgebildet.

Vier Exemplare unterscheiden sich von den anderen dadurch, daß sie kleiner sind, und daß die Außenlippe innerlich viel schwächer bezahnt bis fast zahnlos ist. Ich bin überzeugt, daß es sich hier lediglich um jugendliche Individuen von *N. Selvagensis* handelt.

Fundort: Selvagem.

Fam. *Littorinidae* Gray.

79. *Littorina neritoides* Linné.

1867. Weinkauff: Conch. d. Mittelmeeres, II, S. 273.

Es liegt kein Zweifel vor, daß die 12 vorliegenden Exemplare fossile Vertreter dieser heute allgemein an den Küsten des Mittelmeeres wie an den Küsten von Madeira, Canaren usw. sehr verbreiteten Art sind. Im paläontologischen Institut der Berliner Universität befinden sich mehrere Exemplare aus dem Mittelmeer von *Littorina Basteroti* Payr. mit der Bezeichnung, daß sie überall gemein ist, die aber in allen Merkmalen mit meinen Exemplaren übereinstimmt. Das ist kein Wunder, wenn man weiß, daß *L. neritoides* L. und *L. Basteroti* Payr zwei Synonyme für eine und dieselbe Art sind.

Fundort: Selvagem.

80. *Tectarius nodulosus?* Gm.

Nur ein ziemlich abgeriebenes Exemplar zeigt vollkommen dieselbe Form der Schale, dieselbe Ausbildung des Mundes

und dieselbe Skulptur wenigstens des letzten Umganges, wie das bei *Tectarius nodulosus* Gm. aus dem Indischen Ozean ist. Die anderen Umgänge sind stark abgerieben, daß man nicht sehen kann, was für eine Skulptur sie hatten. Die indischen Exemplare, die ich in der zoologischen Sammlung des Museums für Naturkunde zu Berlin gesehen und mit dem vorliegenden Exemplar verglichen habe, sind größer. Um die Art genau bestimmen zu können, muß man besser erhaltene Exemplare haben.

Fundort: Selvagem.

Fam. *Hipponycidae* Fisch.

81. *Amalthea sulcata* var. *plioparva* Sacco.

1896. Sacco: I Moll. terz., XX, S. 45, Taf. V, Fig, 27.

Ein sehr schön erhaltenes Exemplar stimmt in allen Merkmalen vollkommen überein mit *A. sulcata* var. *plioparva* aus dem unteren Pliocän von Bussana aus Ligurien, wo diese Art sehr häufig ist. In den Schichten von Pico de Juliana scheint sie selten zu sein.

Fundort: Pico de Juliana.

Fam. *Turritellidae* Gray.

82. *Turritella Bellardii* May.

1895. Sacco: I Moll. terz., XIX, S. 7, Taf. I, Fig. 20.

Vier Exemplare sind schlank und stark zugespitzt; haben dieselbe Form der Schale und dieselbe Skulptur wie *Turritella Bellardii* aus dem Helvetian bei Turin. Wenn auch kein Mund erhalten ist, so spricht die Form und die Skulptur zur Genüge dafür, daß es hier um *T. Bellardii* handelt.

Fundort: Serra de Dentro.

83. *Haustator tricinctus* (Bors.)

1856. Hörnes: Foss. Moll., I, S. 421, Taf. 43, Fig. 2.
1895. Sacco: I Moll. terz., XIX, S. 25, Taf. II, Fig. 28.

Fünf verschieden gut erhaltene Exemplare lassen sich angesichts der Form der Schale und der Ausbildung der drei Reifen auf jedem Umgang, wie angesichts der Mundausbildung mit *Turritella Riepeli* aus dem Leithakalk bei Steinabrunn vollkommen identifizieren. Nicht nur im Wiener Becken, sondern auch bei Lapugy in Siebenbürgen ist *J. Riepeli* häufig. Sacco hat dieselbe Art aus dem Tortonian bei Tortonese und aus dem

Astian bei Asti beschrieben und abgebildet unter dem Namen *Haustator tricinctus*. Ich führe die vorliegende Form unter dem letzten Namen an, weil er dieser Art zuerst von BORSON gegeben wurde.

Fundorte: Ilheu de Baixo? (4 Exemplare) und Serra de Dentro.

Fam. *Cerithiidae* MENKE.

84. *Cerithium vulgatum* var. *miospinosa* SACCO.

1856. HÖRNES: Foss. Moll., I, S. 386, Taf. 41, Fig. 1, 2, 3, 4.
1895. SACCO: I Moll. terz., XVII, S. 9.

Ein ziemlich gut erhaltenes Exemplar zeigt dieselbe Größe und Form der Schale, wie auch dieselbe Ausbildung der Umgänge und deren Skulptur, wie das HÖRNES für *Cerith. vulgatum* BRUG. var. von Steinabrunn angeführt und abgebildet hat. SACCO hat die Wiener Varietät *miospinosa* genannt und im Tortonian bei Starzano, wie im Pliocän bei Asti wiedergefunden. Diese Art kommt in Siebenbürgen bei Lapugy vor.

Nicht viel verändert lebt diese Art noch heute meistenteils an den Küsten des Mittelmeeres wie von Madeira, Canaren usw.

Fundort: Ilheu de Baixo?

85. *Cerithium rugosum* WOOD.

In der zoologischen Sammlung des Museums für Naturkunde zu Berlin habe ich *Cerith. rugosum* aus dem Stillen Ozean bei den Philippinen und Polynesien vorkommend gesehen und mit demselben mein tadellos erhaltenes Exemplar verglichen. Dabei zeigte sich, daß mein Exemplar dieselbe Form der Schale, dieselbe Skulptur und dieselbe Ausbildung des Mundes und des Kanals hat, wie die polynesische Art, daß für mich kein Zweifel vorliegt, daß wir hier eine und dieselbe Art haben.

Fundort: Selvagem.

Fam. *Cypraeidae* GRAY.

86. *Zonaria pyrum* (GMELIN.)

1856. HÖRNES: Foss. Moll., I, S. 66, Taf. 8, Fig. 5.
1864. MAYER: Madeira, S. 263.
1894. SACCO: I Moll. terz., XV, S. 25.

Ein Steinkern aus dem weißen Kalk von Ilheu de Baixo zeigt für *Cypraea pyrum* GM. von Steinabrunn aus dem Wiener

Becken charakteristische birnförmige Form der Schale und dieselbe Ausbildung der Mündung. Diese Art hat SACCO mit *Zonaria porcellus* BR. aus dem Pliocän bei Asti vereinigt. Sie lebt noch heute im Mittelmeer und wurde von Ilheu de Baixo zuerst von MAYER-EYMAR angeführt.

87. *Zonaria sanguinolenta* (GMELIN.)

1856. HÖRNES: Foss. Moll., I, S. 70, Taf. 8, Fig. 9—12.
1864. MAYER: Madeira, S. 264.

Zwei nicht vollkommen erhaltene Exemplare lassen sich in der Größe und Wölbung der Schale wie in der Ausbildung der Mündung ganz gut identifizieren mit *Cypraea sanguinolenta* von Steinabrunn usw. aus dem Wiener Becken. Im paläontologischen Institut der Berliner Universität befindet sich *C. sanguinolenta* von Steinabrunn und von Lapugy, die mit meinen Exemplaren vollkommen gleich ist.

MAYER-EYMAR führt diese Art von Pico de Juliana an.

Fundort: Ribeiro do Molêdo.

88. *Mandolina gibbosa* var. *mucronatoides* SACCO.

1894. SACCO: I Moll. terz., XV, S. 9, Taf. 1, Fig. 11.
Lang 40 mm, breit 17 mm, dick 14 mm.

Das sich diese typische italienische Form aus dem Helvetian bei Turin in miocänen Schichten auf Porto Santo wieder findet, ist sehr interessant. Die drei vorliegenden Exemplare sind nur etwas länger und nach unten weniger verschmälert, als das bei SACCOS Abbildung der Turiner Varietät der Fall ist. Sonst stimmen andere Merkmale vollkommen überein.

Fundort: Pico de Juliana.

Fam. *Cassididae* AD.

89. *Oniscidia cythara* var. *postapenninica* SACCO.

1856. HÖRNES: Foss. Moll., I, S. 171.
1879. R. HÖRNES: Gastropoden d. I. u. II. Medit. Stufe, S. 154.
1890. SACCO: I Moll. terz., VII, S. 78, Taf. II, Fig. 37.

Zwei Exemplare haben alle Hauptmerkmale von *O. cythara* und ganz dieselbe Skulptur wie *O. cythara* var. *postapenninica* aus dem Helvetian bei Turin. Der linke Mundrand ist bei meinen Exemplaren gekörnt, was nach M. HÖRNES das jugendliche Alter dieser Art auszeichnet. Die große Veränderlichkeit

der *O. cythara* hat besonders R. Hörnes hervorgehoben, wodurch Sacco veranlaßt wurde, bei dieser Art mehrere Varietäten aufzustellen.

O. cythara ist selten im Oligocän (bei Cassinelle), dagegen ziemlich häufig im Miocän bei Grund, Gainfahren, Steinabrunn im Wiener Becken, bei Lapugy in Siebenbürgen, im Helvetian bei Turin usw.

Fundort: Serra de Dentro.

Fam. *Tritonidae* Ad.

90. *Persona tortuosa* (Bors.).

1872. Bellardi: I Moll. terz., I, S. 231, Taf. XV, Fig. 4.
1879. R. Hörnes: Gastrop. d. I. u. II. Med.-Stufe, S. 183, Taf. XXII, Fig. 11—13.

Zwei verschieden große und vollkommen gleich ausgebildete Exemplare lassen sich nach allen Merkmalen mit *Triton (Persona) tortuosum* von Lapugy in Siebenbürgen und von Kostej in Banat identifizieren. *Persona tortuosa* aus dem Helvetian bei Turin ist nach R. Hörnes identisch mit *T. tortuosum* von Lapugy, nur die Skulptur der Turiner Form soll bei der Abbildung Bellardis vom Zeichner etwas grob zum Ausdruck gebracht worden sein.

Fundort: Serra de Dentro.

Fam. *Buccininidae* Latz.

91. *Pseudoliva Orbingnyana* Mayer.

1864. Mayer: Madeira, S. 255, Taf. VII, Fig. 55.

Drei vorliegende Exemplare zeigen dieselbe Form und Größe der Schale, dasselbe kurze spiralgestreifte Gewinde und dieselbe Ausbildung des Mundes wie *Pseudoliva Orbingnyana* aus dem Miocän von Pico de Juliana. Bei meinen Exemplaren sind auf der Spindel drei ziemlich starke Zähne ausgebildet und deren 15 recht schmale, leistenförmige im Innern der rechten Mundlippe. Daß Mayer dieser Zähne nicht Erwähnung getan hat, mag daher gekommen sein, daß sie ziemlich tief liegen und nicht immer deutlich zu sehen sind.

Fundorte: Serra de Dentro, Pico de Juliana, Ribeiro do Molêdo.

Fam. *Purpuridae* Gray.

92. *Purpura Sismondae* Micht.

1882. Bellardi: I Moll. terz., III, S. 181, Taf. XI, Fig. 15.

Ein ziemlich abgeriebenes Exemplar zeigt sehr niedriges Gewinde und alle anderen Merkmale von *P. Sismondae* aus dem Tortonian (Colli tortonesi). Die oberste Knotenreihe ist stark abgerieben, deswegen nicht deutlich zu sehen. Bei dem vorliegenden Exemplar ist die rechte Mundlippe im Innern mit 5 Zähnen versehen, die bei BELLARDI für *P. Sismondae* weder erwähnt noch abgebildet worden sind. Trotzdem glaube ich, weil alle anderen Merkmale übereinstimmen, daß ich *P. Sismondae* vor mir habe. Sie kommt auch im unteren Pliocän (Vezza presso Aba) vor.

Fundort: Selvagem.

93. *Purpura rarisulcata* BELL.

1882. BELLARDI: I Moll. terz., III, S. 180, Taf. XI, Fig. 13.

Beim einzigen, wieder stark abgeriebenen Exemplar sind am kurzen Gewinde keine Nähte zu sehen, was offenbar mit dem Erhaltungszustand zusammenhängt. Sonst stimmen alle anderen Merkmale so vollkommen mit *P. rarisulcata* überein, daß ich nicht zweifeln kann, daß es sich hier um eine und dieselbe Art handelt.

P. rarisulcata kommt im Tortonian (Colli tortonesi, Stazzano) vor.

Fundort: Pico de Juliana.

Fam. *Muricidae* TRYON.

94. *Murex Borni?* HÖRNES.

1856. HÖRNES: Foss. Moll., I, S. 253, Taf. 25, Fig. 18.

Ein Exemplar hat nur zwei letzte Umgänge erhalten. Der Mund ist abgebrochen. Die Skulptur der erhaltenen Umgänge ist dieselbe wie bei *M. Borni* aus dem Wiener Becken. Die drei dicken, abgerundeten Varices an jedem Umgang sind hier in derselben Weise ausgebildet wie beim Wiener Exemplar, wodurch die Schale dreieckig aussieht. Bis sich besser erhaltene Exemplare finden, möchte ich vorsichtshalber diese Bestimmung der Art als zweifelhaft betrachten.

M. Borni kommt bei Gainfahren, bei Lapugy usw. vor.

Fundort: Serra de Dentro.

Fam. *Fusidae* TRYON.

95. *Fasciolaria* spec.

Ein stark abgeriebenes, schlecht erhaltenes Exemplar gehört zweifellos der Gattung *Fasciolaria* an. Die Skulptur scheint

dieselbe zu sein wie bei *Pleuroploca (Fasciolaria) tarbelliana* Grat. aus dem Helvetian bei Turin und aus dem Tortonian bei Stazzano usw.[1]). Nur ist das vorliegende Exemplar viermal kleiner.

Fundort: Selvagem.

Fam. *Volutidae* Gray.

96. *Lyria magorum* (Brocch.).

1890. Bellardi-Sacco: I Moll. terz., VI, S. 7, Taf. I, Fig. 3, 4.

Ein Exemplar stimmt in der Form der Umgänge wie in der Ausbildung der Skulptur mit *L. magorum* aus dem Helvetian bei Turin vollkommen überein. Nur ist das vorliegende Exemplar ziemlich kleiner.

Fundort: Serra de Dentro.

97. *Lyria magorum* var.

Ein sehr interessantes Exemplar zeigt dieselbe Form der Schale und dieselbe Ausbildung der Umgänge wie *L. taurina* aus dem Helvetian bei Turin[2]). Übrigens in der Form der Schale und der Umgänge ist kein großer Unterschied zwischen *L. magorum* und *L. taurina*. Die Skulptur ist aber bei ihnen verschieden. Bei *L. magorum* sind die flachen Querrippen an allen Umgängen entwickelt, während bei *L. taurina* dieselben nur an Anfangsumgängen ausgebildet sind. Bei dem vorliegenden Exemplar, ausgenommen der letzte Umgang, sind alle anderen Umgänge in derselben Weise berippt wie bei *L. magorum*. Der letzte Umgang ist hier nur im ersten Drittel berippt, und der übrige Teil ist frei von Querrippen. Deswegen scheint mir dieses Exemplar sehr geeignet, eine Übergangsform zwischen *L. magorum* und *L. taurina* zu sein.

Fundort: Serra de Dentro.

Fam. *Olividae* d'Orb.

98. *Lamprodoma clavula* var. *subvittata* Sacco.

1882. Bellardi: I Moll. terz., III, S. 214.
1904. Sacco: I Moll. terz., XXX, S. 78, Taf. XVII, Fig. 41, 42.

12 Exemplare zeigen dieselbe Form und Größe der Schale wie dieselbe Ausbildung des charakteristischen Bandes, wie

[1]) Bellardi-Sacco: I Moll. terz. III, S. 8, u. XXX, S.28, Taf. VIII, Fig. 14.

[2]) Bellardi-Sacco: I Moll. terz, VI, S. 8, Taf. I, Fig. 5.

L. clavula aus dem Helvetian bei Turin. BELLARDI und SACCO unterscheiden bei dieser Art drei verschiedene Varietäten, die in derselben Lokalität vorkommen. Alle vorliegenden Exemplare lassen sich mit der Varietät *subvittata* identifizieren. Die Fältchen an der Spindel sind mehr oder weniger zahlreich.

M. HÖRNES[1]) und R. HÖRNES[2]) haben *Oliva clavula* LK. von Grund, Lapugy usw. angeführt. BELLARDI meint, daß die Wiener Form wohl mit Turiner *L. clavula* nahe verwandt ist, doch aber von dieser verschieden ist, und mit *L. major* aus dem Helvetian bei Turin näher verwandt sei.

Fundort: Serra de Dentro (12 Exempl.).

99. *Sparella obsoleta* (BROCCH.).

1856. M. HÖRNES: Foss. Moll., I, S. 55, Taf. 6, Fig. 4, 5.
1879. R. HÖRNES: Gastropod. d. I. u. II. Med.-Stufe, S. 56, Taf. 7, Fig. 3.
1882. BELLARDI: I Moll. terz., III, S. 222, Taf. XII, Fig. 44.
1904. SACCO: I Moll. terz., XXX, S. 79.

Zwei vorliegende Exemplare stimmen in allen Merkmalen mit *Ancillaria obsoleta* aus dem Wiener Becken von Baden usw. vollkommen überein. Diese kommt auch bei Lapugy und Kostej vor, weiter im Tortonian bei Stazzano usw.

Wie das R. HÖRNES hervorgehoben hat (a. a. O., S. 56), wurde von STUR für das Wiener Becken nachgewiesen, daß *Ancillaria glandiformis* in den Seichtwasserbildungen dominierend ist, während sich *Anc. obsoleta* ebenso häufig in den Tegelschichten findet, die sich gleichzeitig, aber in größerer Tiefe gebildet haben.

Fundort: Serra de Dentro.

Fam. *Conidae* ADAMS.

100. *Lithoconus calcinatus* (MAY.)

1864. MAYER: Madeira, S. 258.

Vier vorliegende Steinkerne ließen sich in der Gestalt der Schale wie in der Mundausbildung mit *Conus Mercati* von Steinabrunn usw. aus dem Wiener Becken gut identifizieren (HÖRNES: Foss. Moll. I, Taf. 2, Fig. 3). Das Gewinde ist hier offenbar anders ausgebildet, wodurch MAYER veranlaßt wurde, für diese Form eine neue Art aufzustellen.

Fundort: Ilheu de Baixo.

---

[1]) Foss. Moll. I, S. 49, Taf. 7, Fig. 1.
[2]) Gastrop. d. I. u. II. Med.-St., S. 54.

101. *Lithoconus antiquus* (Lk.).

1864. Mayer: Madeira, S. 256.
1893. Sacco: I Moll.-terz., XIII, S. 23, Taf. III, Fig. 6, 7.

Zwei Exemplare von Porto Santo zeigen dieselbe Form der Schale, dasselbe Gewinde und denselben Mund, wie das bei *L. antiquus* aus dem Helvetian bei Turin usw. ist. Die Größe meiner Exemplare entspräche den jugendlichen Turiner Formen dieser Art (Fig. 7 bei Sacco). Der einzige Unterschied wäre, daß die vorliegenden Exemplare am letzten Umgang glatt sind, während jugendliche Turiner Form die Spirallinien trägt. Daß diese Spirallinien am letzten Umgange kein wesentliches Merkmal für *L. antiquus* ist, zeigt am besten das glatte *L. antiquus* var. *elongatissima* aus dem Helvetian bei Turin[1]).

Diese Art mit ihren vielen Varietäten ist für das Helvetian im Piemont sehr bezeichnend.

Fundort: Serra de Dentro.

102. *Conospirus Dujardini* (Desh.).

1856. Hörnes: Foss. Moll. I, S. 40, Taf. 5, Fig. 6, 7.
1879. R. Hörnes: Gastropod. d. I. u. II. Med.-Stufe, S. 35.
1893. Sacco: I Moll. terz. XIII, S. 45.

Sechs vorliegende Exemplare stimmen in allen Hauptmerkmalen mit *Conus Dujardini* aus dem Wiener Becken, und besonders mit der Varietät 2 von Gainfahren, Steinabrunn usw. überein. Wie bei dieser Varietät von Gainfahren sind auch bei allen meinen Exemplaren „die Ränder der Windungen keineswegs so scharf, sondern am Grunde jeder befindet sich eine dünne Wulst, die sich längs dem Gewinde herumzieht“. Sacco möchte *C. Dujardini* aus dem Wiener Becken mit *C. Bronni* var. *stazzanensis* aus dem Tortonian bei Stazzano vereinigt wissen. Indessen ist das Gewinde bei der Wiener Art und bei den vorliegenden Exemplaren anders ausgebildet, als das Sacco für *C. Bronni* var. *stazzanensis* abgebildet hat[2]).

Diese Art kommt bei Lapugy in Siebenbürgen häufig vor, weiter im Miocän Ungarns, im Helvetian bei Turin usw.

Fundort: Serra de Dentro.

103. *Chelyconus Montisclavus* var. *mamillospira* Sacco.

1893. Sacco: I Moll terz., XIII, S. 69, Taf. VI, Fig. 46.

---

[1]) Sacco: I Moll., XIII, Taf. III, Fig. 15.
[2]) Sacco: I Moll. Taf. V, Fig. 9.

Ein Exemplar hat dieselbe Form der Schale und dasselbe charakteristische Gewinde wie *Chelyc. Montisclavus* var. *mamillospira* aus dem Helvetian von Monte dei Capuccini. Das vorliegende Exemplar ist etwas größer und unterscheidet sich von der angeführten Varietät nur dadurch, daß hier der Rand des letzten Umganges etwas schärfer ist.

Fundort: Serra de Dentro.

Brachyura. Krabben.

104. *Xantho* spec.

Es liegen mir 9 Fragmente von Cephalothorax und Scherenfüßen vor, die nach der Form und Skulptur einer und derselben Art anzugehören scheinen. Der *Cephalothorax* ist hier sicher nach dem Typus von *Cyclometiden* ausgebildet. Soweit der Erhaltungszustand erlaubt, lassen sich die vorliegenden Exemplare mit der großen, rezenten Gattung *Xantho* identifizieren. Was die Untergattung und die Art anbelangt, läßt sich hier nichts Bestimmtes sagen, weil die Hauptmerkmale dafür, wie die Antennen, Scheren usw. nicht erhalten sind.

Fundorte: Serra de Dentro, Pico de Juliana.

Pisces.

Asterospondyli.

105. *Carcharodon megalodon?* Ag.

1895. Zittel: Grundzüge der Paläontologie, S. 539, Fig. 1450.

Ein großer Haifischzahn ist dreieckig, vorne flach, hinten gewölbt. Er stammt höchstwahrscheinlich von einem *Carcharodon megalodon*. Ganz sicher läßt sich die Art nicht bestimmen, weil der Zahnschmelz und die Seitenränder nicht erhalten sind.

Fundort: Serra de Dentro.

Plectgnathi.

106. *Ostracion* spec.

Drei vorliegende, plattenförmig ausgebildete, radial gestreifte Stacheln lassen sich mit den Hautstacheln des Kofferfisches (*Ostracion*) vollkommen identifizieren. Die Kofferfische, die ich in der zoologischen Sammlung des Museums für Naturkunde zu Berlin durchgesehen habe, hatten etwas kleinere Stacheln. Das ist auch der einzige Unterschied zwischen den fossilen, vorliegenden und rezenten Stacheln des Kofferfisches.

Ostracion lebt heute im Atlantischen Ozean usw. und war bis jetzt fossil nur aus dem Eocän von Monte Bolca in Italien bekannt.

Fundort: Serra de Dentro.

		Porto Santo							Ober-Italien			Österreich-Ungarn		
		Ilheu de Baixo	Pico de Juliana	Serra de Dentro	Ribeiro do Moledo	Ilheu de Cima	Sao Vincente (Madeira)	Selvagem	Elveziano	Tortoniano	Pliocän	Grunder Schichten	Leithakalk- und Tegelschichten	Recent
1	*Amphistegina Haueri* D'ORB.	—	—	11	—	—	—	—					s. h.[1])	
2	*Rhabdocidaris Sismondai* MAYER	3	—	40	—	—	—	—						
3	*Clypeaster portentosus* DES MOUL.	—	—	—	—	—	3	—	×				×	
4	- *Scilai* - -	—	—	—	—	1	—	—	×					
5	- - var. *intermedia* (DES MOUL.) MAYER-EYMAR	—	—	—	—	1	—	—	×					
6	*Clypeaster Scilai* var. *crassicostata* (AGASSIZ) M.-EYMAR	1	—	—	—	—	—	—	×				×	
7	*Perna maxillata* var. *Soldani* DESH.	—	—	25	—	—	—	—	h.	n. s.	s. h.		n. s	
8	*Radula lima* var. *dispar* MICHT.	—	3	2	—	—	—	—	h.				×	×
9	- - - *pliodispar* SACCO	1	—	—	—	1	—	—			h.			
10	- - - *subtilis* JOKSIMOWITSCH	—	1	—	—	—	—	—						
11	*Chlamys Reissi* BRONN	1	—	—	—	—	—	—						
12	- *gloriamaris* var. *longolaevis?* SACCO	—	—	1	—	—	—	—	n. s.					
13	- *Noronhai* JOKSIMOWITSCH	—	—	1	—	—	—	—						
14	*Aequipecten dentronensis* JOKSIMOWITSCH	—	—	1	—	—	—	—						
15	- *spinosovatus* SACCO	—	—	2	—	—	—	—		s.	h.			
16	- *tripartitus* JOKSIMOWITSCH	—	—	1	—	—	—	—						
17	*Gigantopecten latissimus* (BR.)	—	—	1	—	—	—	—	×	s.	h.		×	
18	*Amussiopecten Burdigalensis* (LK.)	—	—	1	—	—	—	—	h.					
19	*Parvochlamys* cf. *oolaevis* SACCO	—	—	1	—	—	—	—	n. s.					
20	*Spondylus gaederopus* L.	—	—	—	—	1	—	—			h.			×
21	- - var. *inermis* MONTRS.	1	—	—	—	1	—	—			h.			
22	- *Brancai* JOKSIMOWITSCH	—	—	1	—	—	—	—						
23	- *Delesserti* CHENU	4	—	1	—	—	—	—						×
24	- spec.	1	—	—	—	—	—	—						
25	- *concentricus* BRN.	1	—	—	—	—	—	—		n s.	h.			

26	*Spondylus concentricus* var. *imbricata* Micht.	—	—	3	—	—	—	—	s. h.					
27	- *baixonensis* Joksimowitsch	1	—	—	—	—	—	—						
28	- *Noronhai* Joksimowitsch	—	—	1	—	—	—	—						
29	*Alectryonia plicatula* var. *germanitala* (De Grey)	1	1	1	—	—	—	—		h.	n. s.		×	×
30	- - - *taurinensis* (Sacco)	1	—	—	—	—	—	—	n. s.					
31	*Alectryonia* spec.	1	—	—	—	—	—	—						
32	*Pycnodonta* cf. *Brongniarti* (Brn.)	1	—	—	—	—	—	—						
33	*Septifer superbus* (Hörn.)	—	—	1	—	—	—	—					×	
34	- *oblitus* (Micht.)	—	—	1	—	—	—	—	h.				×	
35	*Lithophagus Lyellianus* Mayer	10	—	15	—	—	—	—						
36	- *papilliferus* Joksimowitsch	—	—	1	—	—	—	—						
37	- cf. *lithophagus* (L.)	—	—	2	—	—	—	—	h.		h.			×
38	- *Moreleti ?* Mayer	3	2	5										
39	*Arca tetragona* Poli	—	—	1	1	—	—	—	h.	s.	n. s			×
40	- - var. *perbrevis* Sacco	—	—	1	—	—	—	—	n. s.					
41	*Acar clathrata* (Defr.)	—	2	1	—	—	—	—	h.		h.		×	×
42	*? Bathyarca pectunculoides* var. cf. *septentrionalis* (Sars.)			2					h.				×	
43	*Barbatia barbata* (L.)	—	11	5	2	—	—	—	h.	n. s.	h.		×	×
44	- *modioloides* (Cantr.)	—	4	—	—	—	—	—	s. s.		s. h.		×	
45	*Axinea pilosa* (L.)	—	1	—	—	—	—	—	n. s.		h.		×	×
46	- cf. *pilosa* (L.)	—	1	2	—	—	—	—	×					
47	- *multiformis* Mayer	24	—	—	—	—	—	—						
48	- *insubrica* (Brocc.)	—	—	16	—	—	—	—	s. h.	n. s.	s. h			×
49	*Cabralia Schmitzi* J. Böhm	—	—	—	—	—	—	65						
50	*Chama gryphoides* L.	1	1	1	—	—	—	—	×				×	×
51	*Codokia leonina* (Bast.)	—	5	1	—	—	—	—	n. s.		n. s.		×	
52	*Myrtea ? (Lucina)* cf. *strigillata* (Reuss.)	—	1	—	—	—	—	—					×	
53	*Jagonia reticulata ?* (Poli)	—	—	1	—	—	—	—	×	×	×		×	×
54	*Cerastoderma edule* var. *umbonata* (Wood)	—	—	—	—	1	—	—			h.	×		×
55	*Discors pectinatus* (L.)	1	—	—	—	—	—	—						×
56	- *Hartungi* (Mayer)	1	—	—	—	—	—	—						
57	*Callista madeirensis* Mayer	1	—	—	—	—	—	—						
58	*Omphaloclathrum miocenicum* (Micht.)	—	1	—	—	—	—	—	×					

[1]) × = vorkommend, h. = häufig, s. h. = sehr häufig, s. = selten, n. s. = nicht selten, s. s. = sehr selten.

		Porto Santo					Sao Vincente (Madeira)	Selvagem	Ober-Italien			Österreich-Ungarn		Recent
		Ilheu de Baixo	Pico de Juliana	Serra de Dentro	Ribeiro do Moledo	Ilheu de Cima			Elveziano	Tortoniano	Pliocän	Grunder Schichten	Leithakalk- und Tegelschichten	
59	*Omphaloclathrum Aglaurae* (BRONGN.)	—	1	—	—	—	—	—	×				×	
60	- cf. *Aglaurae* (BRONGN.)	—	—	20	—	—	—	—						
61	*Ventricola multilamella* var. *taurominor* SACCO	—	—	3	—	—	—	—	h.					
62	- - - *taurorotunda* SACCO	3	—	—	—	—	—	—	h.					
63	- nov. spec.	1	—	—	—	—	—	—						
64	- *Bronni* MAYER	—	—	2	—	—	—	—					×	
65	*Chamelaea gallina* var. *dertolaevissima* SACCO	—	—	3	—	—	—	—		s.				
66	- - - *Janenschi* JOKSIMOWITSCH	—	—	1	—	—	—	—						
67	*Gastrana Mayeri* JOKSIMOWITSCH	—	—	—	—	—	—	1						
68	*Psammophila oblonga* CHEMNITZ	1	—	—	—	—	—	—	s.	s.	h.	×		/
69	*Gastrochaena Cuvieri* MAYER	3	—	1?	—	—	—	—						
70	*Tectura* cf. *taurinensis* SACCO	—	1	—	—	—	—	—	×					
71	*Oxystele Böhmi* JOKSIMOWITSCH	—	—	—	—	—	—	4						
72	*Gibbula Schmitzi* JOKSIMOWITSCH	—	—	—	—	—	—	1						
73	- spec.	—	—	—	—	—	—	2						
74	*Janthina Hartungi* MAYER	—	—	—	—	—	—	1						
75	*Neritopsis radula* L.	—	3	—	—	—	—	—					h.	×
76	- - var. *moledonensis* JOKSIMOWITSCH	—	—	—	3	—	—	—						
77	*Nerita Martininana* MATH.	—	—	—	—	—	—	30	s. h.				×	
78	- *selvagensis* J. BÖHM	—	—	—	—	—	—	30						
79	*Littorina neritoides* L.	—	—	—	—	—	—	12						×
80	*Tectarius nodulosus* ? GM.	—	—	—	—	—	—	1						×
81	*Amalthea sulcata* var. *plioparva* SACCO	—	1	—	—	—	—	—			s. h.			
82	*Turritella Bellardii* MAYER	—	—	4	—	—	—	—	n. s.					
83	*Haustator tricinctus* (BORS.)	4	—	1	—	—	—	—		s.	s.		h.	
84	*Cerithium vulgatum* var. *miospinosa* SACCO	1	—	—	—	—	—	—		n. s.	s.		×	×

85	*Cerithium rugosum* WOOD	—	—	—	—	—	—	1						×
86	*Zonaria pyrum* (GM.)	1	—	—	—	—	—	—					×	
87	- *sanguinolenta* (GM.)	—	—	—	2	—	—	—					×	
88	*Mandolina gibbosa* var. *mucronatoides* SACCO	—	3	—	—	—	—	—	h.				×	
89	*Oniscidia cythara* var. *postapenninica* SACCO	—	—	2	—	—	—	—	×			×	×	
90	*Persona tortuosa* (BORS.)	—	—	2	—	—	—	—	×				×	
91	*Pseudoliva Orbingnyana* MAYER	—	1	1	1	—	—	—						
92	*Purpura Sismondae* MICHT.	—	—	—	—	—	—	1		×	×			
93	- *rarisulcata* BELL.	—	1	—	—	—	—	—		×				
94	*Murex Borni?* HÖRNES	—	—	1	—	—	—	—					×	
95	*Fasciolaria* spec.	—	—	—	—	—	—	1						
96	*Lyria magorum* (BROCCH.)	—	—	1	—	—	—	—	×					
97	- - var.	—	—	1	—	—	—	—						
98	*Lamprodoma clavula* var. *subvittata* SACCO	—	—	12	—	—	—	—	×					
99	*Sparella obsoleta* (BROCC.	—	—	2	—	—	—	—		×			×	
100	*Lithoconus calcinatus* (MAYER)	4	—	—	—	—	—	—						
101	- *antiquus* (Lk.)	—	—	2	—	—	—	—	s. h.					
102	*Conospirus Dujardini* (DESH.)	—	—	6	—	—	—	—	×	×			h.	
103	*Chelyconus Montisclavus* var. *mamillospira* SACCO	—	—	1	—	—	—	—	s.					
104	*Xantho* spec.	—	6	3	—	—	—	—						×
105	*Carcharodon megalodon?* AG.	—	—	1	—	—	—	—	×	×		×	×	
106	*Ostracion* spec.	—	—	3	—	—	—	—						×
	Summe:	28	21	54	5	6	1	13	43	18	23	4	29	22
	Im Elveziano*) vorkommend	5	12	29	2	2	1	1						
	Im Tortoniano*) vorkommend	5	3	13	2	—	—	1						
	Im italienischen Pliocän vorkommend	7	7	12	2	4	—	1						
	In den Grunder Schichten vorkommend	1	—	2	—	1	—	—						
	Im Leithakalk- und den Tegelschichten vorkommend	6	11	21	2	—	1	1						
	Nur im Elveziano*) vorkommend	4	7	17	—	2	1	1						
	Nur im Tortoniano*) vorkommend	—	1	2	—	—	—	—						
	Recent	6	8	12	2	2	—	3						

*) Oberitaliens.

Verzeichnis der Literatur.

1. Chemnitz: Conchylien-Kabinet.
2. 1846. D'Orbigny: Foram. d. bass. tert. d. Vienne.
3. 1847. Michelotti: Descrip. Foss. Mioc.
4. 1851. Philippi: in Dunker-Mayer Palaeontographica I.
5. 1858. Desor: Synopsis des échinides fossiles.
6. 1859. Chenu: Manuel de conchyliologie, Tome I.
7. 1862. - - - - - II.
8. - Illustrations conchyliologiques.
9. 1862. Michelin: Monographie des clypeastres fossiles.
10. 1860. Hartung-Bronn: Die Azoren.
11. 1864. Hartung-Mayer: Geolog. Beschreibung d. Inseln Madeira usw.
12. 1867. M. Hörnes u. Reuss: Fossile Mollusken d. tert. Wiener Beckens.
13. 1871—1873. G. C. Laube: Die Echinoiden usw. — Abhandl. d. k. k. g. R. A., Bd. V.
14. 1872—1904. Bellardi-Sacco: I Molluschi terziari del Piemonte, I bis XXX.
15. 1867. Weinkauff: Konchylien des Mittelmeeres, I, II.
16. 1877. Th. Fuchs: Geolog. Übersicht d. Tert. d. Wiener Beckens. Diese Zeitschr. Bd. **29**.
17. 1879. R. Hörnes u. Auinger: Gastropoden der I. u. II. Mediterranstufe.
18. 1889. Tryon: Manuel of Conchology, Vol. XI.
19. 1891. Cotteau, Peron, Gauthier: Echinides fossiles de l'Algerie, Tome III, Paris.
20. 1890. A. Rothpletz u. Simonelli: Die marin. Abl. auf Gran Canaria. Diese Zeitschr. Bd. **42**.
21. 1893. Charles Depéret: Classification et paralélIismes du syst. miocène. Bull. d. soc. g. d. France, serie III, Tome XXI.
22. 1897. Mayer-Eymar: Revision der Formenreihe d. Clypeaster altus.
23. 1898. J. Böhm: Miocän von Selvagem. Diese Zeitschr. 1898.
24. 1898. Fr. Schaffer: Beitr. zur Paralellisierung d. Mioc. d. piemont. Tert. m. Wien. Beck., Jahrb. d. k. k. g. R.-A., Bd. **48**.
25. 1900. E. Philippi: in dieser Zeitschr. Bd. **52**, 1900: Pectiniden.
26. 1905. R. Hörnes: Untersuch. d. jüng. Tert. d. westl. Mittelmeergebietes. — Sitz b. d. kais. Akad. d. Wissensch. 1905.

Manuskript eingegangen am 5. März 1909.]



Erklärung zu Tafel I.

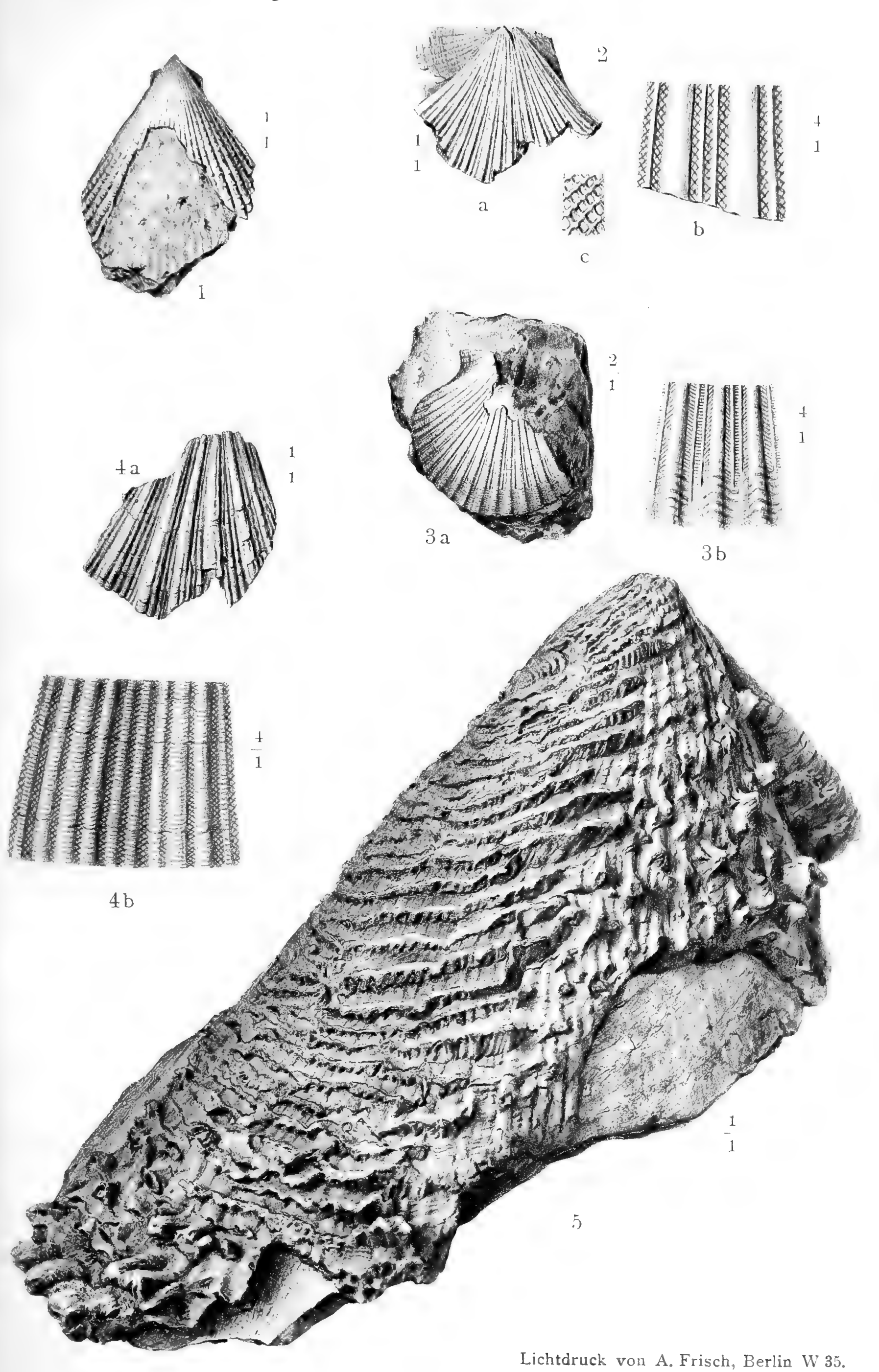
Fig. 1. *Radula lima* var. *subtilis* nov. var. Pico de Juliana.

Fig. 2 a, b und c. *Chlamys Noronhai* nov. spec.
Serra de Dentro.

Fig. 3 a und b. *Aequipecten dentronensis* nov. spec. Serra de Dentro.

Fig. 4 a und b. *Aequipecten tripartitus* nov. spec. Serra de Dentro.

Fig. 5. *Spondylus Noronhai* nov. spec. Serra de Dentro.



Lichtdruck von A. Frisch, Berlin W 35.





Erklärung zu Tafel II.

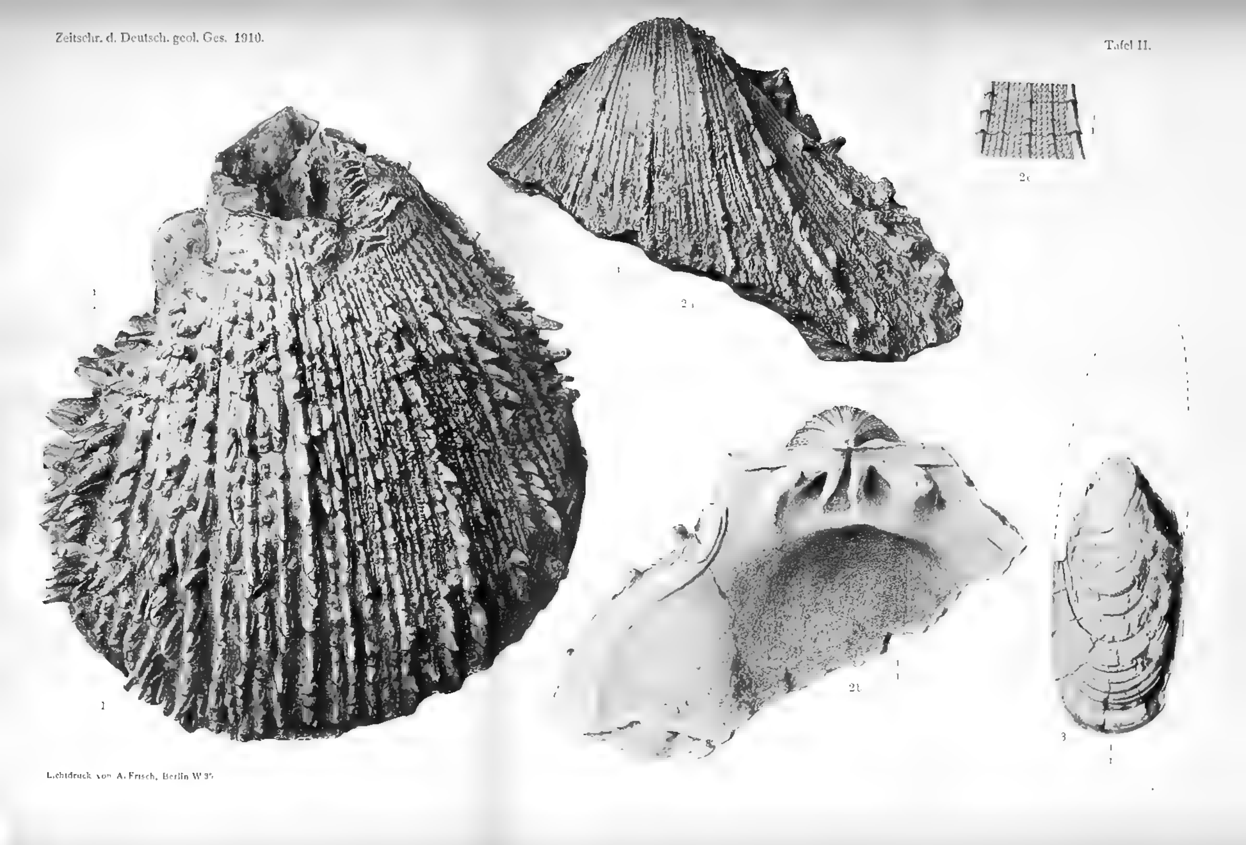
Fig. 1. *Spondylus Brancai* nov. spec. Serra de Dentro.

Fig. 2 a, b und c. *Spondylus baixonensis* nov. spec. Ilheu de Baixo.

Fig. 3. *Lithophagus papilliferus* nov. spec. Serra de Dentro.

Tafel II.





Lichtdruck von A. Frisch, Berlin W 35





Erklärung zu Tafel III.

Fig. 1 a und b. *Ventricola* nov. spec. Ilheu de Baixo.

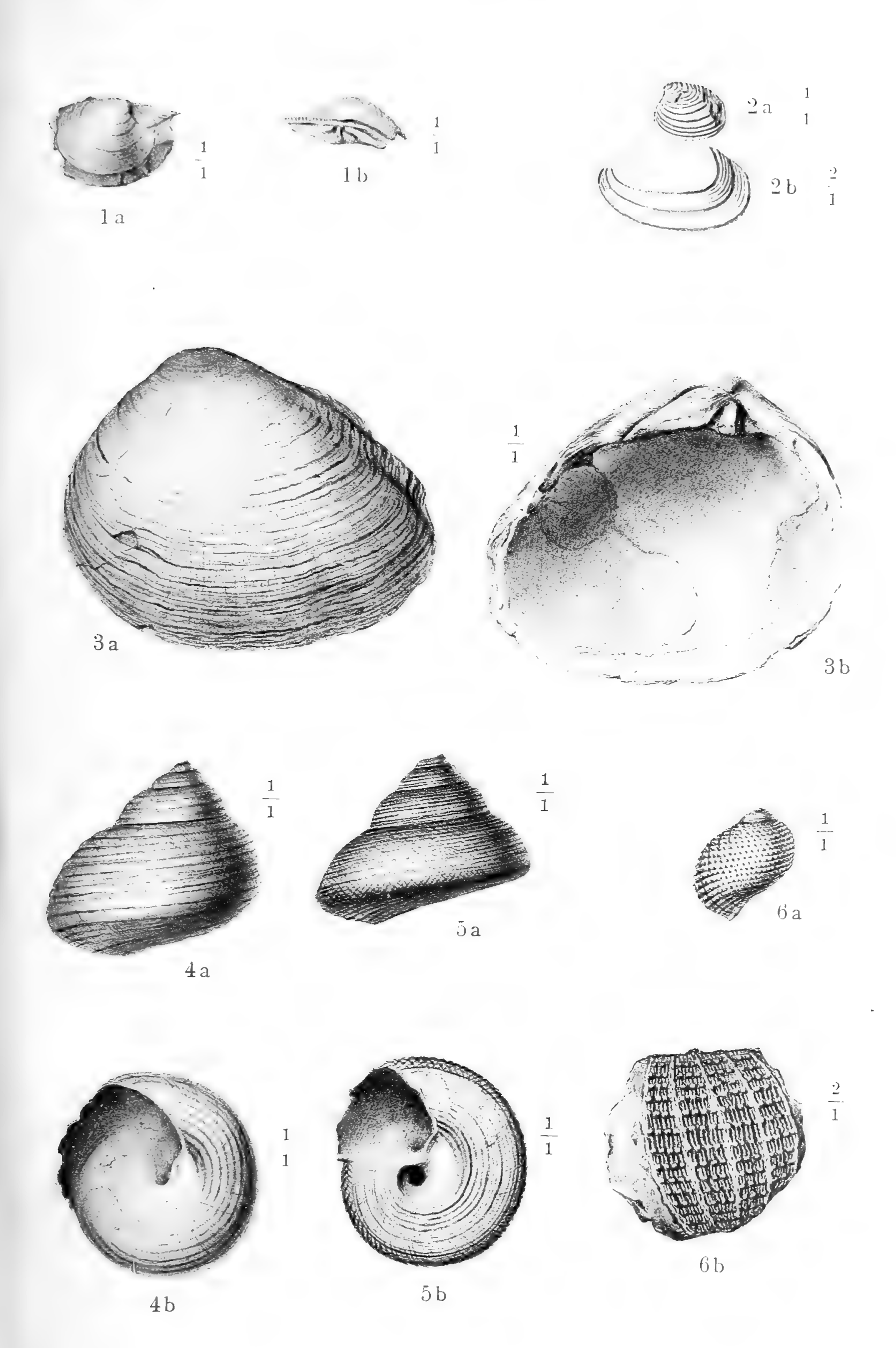
Fig. 2 a und b. *Chamelaea gallina* var. *Janenschi* nov. var. Serra de Dentro.

Fig. 3 a und b. *Gastrana Mayeri* nov. spec. Selvagem.

Fig. 4 a und b. *Oxystele Böhmi* nov. spec. Selvagem.

Fig. 5 a und b. *Gibbula Schmitzi* nov. spec. Selvagem.

Fig. 6 a und b. *Neritopsis radula* var. *moledonensis* nov. var. Ribeiro de Molêdo.



Lichtdruck von A. Frisch, Berlin W 35.



Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

Abhandlungen.

62. Band.

II. Heft.

April, Mai, Juni 1910.

Berlin 1910.

J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachfolger
Zweigniederlassung
vereinigt mit der Besser'schen Buchhandlung (W. Hertz)
W 35, Schöneberger Ufer 39.

Inhalt: Aufsätze S. 97—304.

Deutsche geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1909

Vorsitzender:	Herr RAUFF	Schriftführer:	Herr BLANCKENHORN
Stellvertretende Vorsitzende:	„ BEYSCHLAG		„ BELOWSKY
	„ WAHNSCHAFFE		„ BÄRTLING
Schatzmeister:	„ ZIMMERMANN		„ STREMME
Archivar:	„ EBERDT		

Beirat für das Jahr 1909

Die Herren: CREDNER-Leipzig, DEECKE-Freiburg, JAEKEL-Greifswald, C. SCHMIDT-Basel, TIETZE-Wien, WICHMANN-Utrecht.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuß. geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. Vorträge für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. BLANKENHORN tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck spätestens **8 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 20 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 24 M., für die Monatsberichte allein 10 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 Mark ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine gröfsere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift oder den Monatsberichten sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling,**
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Wohnortsveränderungen, Herrn **Sammlungskustos Dr. Eberdt,**
   beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Blankenhorn,** Halensee b. Berlin, Joachim-Friedrichstr. 57.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Professor Dr. Rauff,** Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die J. G. COTTA'sche Buchhandlung Nachf., Berlin W 35, Schöneberger Ufer 39, durch direkte Übersendung einzuzahlen.

Inhalt des II. Heftes.

Aufsätze.



Mitteilung des Vorstandes.

zu dem vorliegenden Hefte (Bd. 62, H. 2, 1910).

Auf dem 11. Internationalen Geologenkongresse, der in diesem Jahre in Stockholm tagen wird, soll nach einem Beschlusse des vorbereitenden Komitees auch die Frage über

„Die Veränderungen des Klimas seit der letzten Eiszeit"

zur Erörterung gestellt werden (vgl. 1ère Circulaire, Mai 1909, S. 3).

Um eine feste Grundlage für die Diskussion zu schaffen, will das Komitee schon vor der Eröffnung des Kongresses ein Sammelwerk herausgeben, worin jene Frage in einer Reihe von Aufsätzen für die einzelnen in Betracht kommenden Länder behandelt wird; und zwar soll jedem Lande nach dem Plane des Komitees nur eine Abhandlung gewidmet sein.

Das Komitee hat einige 40 deutsche Gelehrte aufgefordert, sich an der Beantwortung der Frage zu beteiligen. Zugleich hat es den unterzeichneten Vorstand gebeten, die Beteiligung zu organisieren und für einen zusammenfassenden, Deutschland betreffenden Bericht Sorge zu tragen. Der Vorstand hat deshalb den vom Kongresse zur Mitarbeit aufgeforderten Gelehrten den Vorschlag unterbreitet, sie mögen ihren literarischen Beitrag in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft drucken lassen und sich damit einverstanden erklären, daſs der Vorstand einen der Herren Mitarbeiter veranlaſst, die Ergebnisse der eingegangenen Arbeiten zu einer Übersicht zusammenzufassen, wie sie das Komitee des Kongresses zu haben wünscht.

Daraufhin sind die in diesem Hefte vereinigten Arbeiten der nachstehend angeführten Herren eingelaufen:

Von Herrn **AUGUST SCHULZ** in Halle:
„Das Klima Deutschlands während der seit dem Beginne der Entwicklung der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke Deutschlands verflossenen Zeit."

Von Herrn **ROBERT GRADMANN** in Tübingen:
„Über die Bedeutung postglazialer Klimaveränderungen für die Siedlungsgeographie."

Von Herrn **ERNST H. L. KRAUSE** in Straßburg:
„Die Veränderungen des Klimas seit der letzten Eiszeit."

Von Herrn **E. RAMANN** in München:
„Einteilung und Bau der Moore. — Beziehungen zwischen dem Klima und dem Aufbau der Moore."

Von Herrn **C. A. WEBER** in Bremen:
„Was lehrt der Aufbau der Moore Norddeutschlands über den Wechsel des Klimas in postglazialer Zeit?"

Von Herrn **J. STOLLER** in Berlin:
„Die Beziehungen der nordwestdeutschen Moore zum nacheiszeitlichen Klima."

Von Herrn **GRAEBNER** in Groß-Lichterfelde:
„Die natürliche Veränderung von Vegetationsformationen und ihre geologischen Reste."

Von Herrn **HANS MENZEL** in Berlin:
„Klimaänderungen und Binnenmollusken im nördlichen Deutschland seit der letzten Eiszeit."

Von Herrn **FELIX WAHNSCHAFFE** in Berlin:
„Anzeichen für die Veränderungen des Klimas seit der letzten Eiszeit im norddeutschen Flachlande."

Herr **WAHNSCHAFFE** *hat alsdann den für das Kongreſswerk bestimmten* Schlußbericht *geschrieben, der aber auch in diesem Hefte bereits gedruckt worden ist.*

Der Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft.
I. A.: Rauff.

3. Das Klima Deutschlands während der seit dem Beginne der Entwicklung der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke Deutschlands verflossenen Zeit.

Von Herrn August Schulz in Halle.

Unter der letzten Vergletscherung versteht das Komitee wohl nicht die letzte der Perioden, in denen in Europa das dauernde Eis einen wesentlich größeren Umfang als gegenwärtig hatte, sondern vielmehr die letzte der fünf — bekannten — Perioden, in denen das nordische Inlandeis bis nach Deutschland herein drang. Die seit dem Höhepunkte dieser Periode verflossene Zeit wird in der Regel, doch ganz unrichtig, als postglaziale Zeit bezeichnet. Ich werde mich im folgenden nicht auf diesen Zeitraum beschränken, sondern auch die ihm vorausgehende Zeit vom Beginne der vorletzten der fünf großen Vergletscherungsperioden ab, d. h. die ganze seit dem Beginne der Entwicklung der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke Deutschlands[1]) verflossene Zeit, behandeln[2]).

Nur über das Klima Deutschlands und seiner Nachbarländer während des allerletzten Abschnittes dieses langen Zeitraumes liegen menschliche Aufzeichnungen vor; das Klima des übrigen Teils läßt sich nur nach den Spuren beurteilen, die es in den gleichzeitigen geognostischen Bildungen dieses Gebietes sowie in der gegenwärtigen Flora und Pflanzendecke und in der gegenwärtigen Fauna und Tierwelt desselben, die sich im Verlaufe dieses Zeitraumes entwickelt haben, hinterlassen hat. Aus den Ergebnissen der stratigraphischen, petrographischen, paläontologischen usw. Untersuchung der geognostischen Bildungen des bezeichneten Gebietes, der Untersuchung der Verbreitung seiner gegenwärtigen Pflanzen und Tiere und ihrer

[1]) Mit Ausschluß der deutschen Alpen.
[2]) Auf eine Kritik fremder Anschauungen lasse ich mich in dieser Abhandlung nicht ein.

Fähigkeiten und Bedürfnisse sowie der Untersuchung seiner heutigen klimatischen, orographischen, hydrographischen usw. Verhältnisse läßt sich schließen, daß das Klima Deutschlands während jener Zeit nicht konstant gewesen ist, sondern Wandlungen durchgemacht hat, wie diese Wandlungen aufeinandergefolgt sind und welchen Charakter sie gehabt haben. Weiter läßt sich über das Klima aber nichts sagen, das lassen diese Untersuchungen deutlich erkennen. Es läßt sich vor allem nicht sagen, ob die erschlossenen klimatischen Perioden wirklich die einzigen während jener Zeit waren, und welche genauen Werte die einzelnen Faktoren ihres Klimas hatten. Und dies wird sich auch niemals sagen lassen. Vollständig ausgeschlossen ist es aber, zu auch nur annähernd richtigen Vorstellungen über die Wandlungen des deutschen Klimas während der seit dem Beginne der Entwicklung der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke Deutschlands verflossenen Zeit zu gelangen, wenn man, wie dies heute fast allgemein geschieht, einseitig nur die Ergebnisse der Untersuchung der geognostischen Bildungen Deutschlands — und seiner Nachbarländer — berücksichtigt[1]).

Ich werde nun im folgenden darlegen, was sich über das Klima Deutschlands während dieser Zeit zunächst auf Grund der Spuren, die es in der gegenwärtigen phanerogamen[2]) Flora und Pflanzendecke Deutschlands hinterlassen hat, dann auf Grund der aus diesem Zeitraume stammenden geognostischen Bildungen Deutschlands und seiner Nachbarländer sagen läßt, und wie sich die Ergebnisse beider Untersuchungen miteinander vereinigen lassen[3]).

Sehr zahlreiche Arten der indigenen Phanerogamen-Flora Deutschlands lassen sich nach ihrer klimatischen An-

---

[1]) Vergl. betreffs der Methode vorzüglich meine Abhandlung „Über die Entwicklungsgeschichte der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke des norddeutschen Tieflandes“, Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft Bd. 25 (1907), S. 515 u. f. sowie 536 u. f.

[2]) Auf die Kryptogamen-Flora Deutschlands sowie seine gegenwärtige Fauna und Tierwelt werde ich nicht eingehen, da deren Entwicklungsgeschichte bisher noch nicht genügend erforscht ist. Das Wenige, was bekannt ist, widerspricht nicht den aus der Untersuchung der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke Deutschlands gezogenen Schlüssen.

[3]) Ich kann hier nur kurz auf die Ergebnisse meiner Studien eingehen; ausführlich habe ich diese Fragen in einer Anzahl Abhandlungen behandelt, deren wichtigste am Schlusse dieses Aufsatzes zusammengestellt sind.

passung in vier Gruppen zusammenfassen. Von diesen Gruppen umfaßt:

die erste die Arten, die hauptsächlich oder ausschließlich in solchen Gegenden wachsen, deren Sommer- und Winterklima kühler ist als das gegenwärtig in den niedrigen Gegenden des zentralen Mitteldeutschlands herrschende;

die zweite die Arten, die hauptsächlich oder ausschließlich in solchen Gegenden wachsen, deren Sommermonate trockner und sämtlich oder wenigstens teilweise wärmer, deren Winter trockner und kälter sind als die der niedrigen Gegenden des zentralen Mitteldeutschlands;

die dritte die Arten, die hauptsächlich oder ausschließlich in solchen Gegenden wachsen, deren Winter gemäßigter, deren Sommer ebenso warm oder wärmer sind als die der niedrigen Gegenden des zentralen Mitteldeutschlands;

die vierte die Arten, die hauptsächlich oder ausschließlich in solchen Gegenden wachsen, deren Sommerklima feuchter und meist auch kühler, deren Winterklima feuchter und gemäßigter ist als das der niedrigen Gegenden des zentralen Mitteldeutschlands.

Die übrigen Arten dieser Flora haben eine — zum Teil viel — weitere klimatische Anpassung als die Arten der einzelnen der vier vorstehenden Gruppen; sie können in eine fünfte Gruppe zusammengefaßt werden. Jede der fünf Gruppen zerfällt in mehrere Untergruppen, auf die ich hier aber nicht näher eingehen will.

Man darf wohl annehmen, daß die meisten Arten der deutschen Phanerogamenflora nur an je einer räumlich sehr beschränkten Örtlichkeit entstanden sind und sich ihr heutiges Areal durch Ausbreitung von dieser Örtlichkeit aus erworben haben. Die Ursprungsörtlichkeit fast aller Arten liegt wohl außerhalb Deutschlands; fast alle Arten müssen also in Deutschland eingewandert sein. Das deutsche Areal jeder Art hat eine — z. T. große — Anzahl von Lücken. Diese sind teilweise sicher oder wahrscheinlich eine Folge menschlicher Kultureingriffe — also künstlich —, teilweise jedoch zweifellos natürlich. Die natürlichen Lücken zahlreicher Arten können ursprünglich sein, da die betreffenden Arten sich sprungweise ausbreiten können, und sind es, wenigstens teilweise, sicher auch. Bei sehr zahlreichen anderen Arten kann man jedoch höchstens bei einem kleinen Teile der kleinsten Lücken Ursprünglichkeit annehmen, da sich diese Arten fast nur schrittweise auszubreiten vermögen. Sie müssen also ehemals auf dem Raume fast aller ihrer Areallücken gelebt haben

und können erst nachträglich von diesem verschwunden sein. Die nachträglichen natürlichen Lücken der einzelnen Arten sind zwar sehr verschieden groß, lassen sich aber meist ungezwungen in wenige Größen-Gruppen zusammenfassen, die bei der Mehrzahl der Arten derselben Arten-Gruppe wiederkehren. Bei zahlreichen Arten derselben Gruppe decken sich die Lücken derselben Größengruppe entweder mehr oder weniger, oder sie fallen doch in dieselbe Gegend. Hieraus und durch Vergleichung des heutigen Klimas der Gebiete der Lücken der einzelnen Arten mit dem ihrer Wohnstätten läßt sich schließen, daß die Arten aller Gruppen von dem Gebiete ihrer meisten nachträglichen natürlichen Lücken infolge ungünstigen Klimas verschwunden sind, daß bei jeder Artengruppe mehrere Perioden der Bildung nachträglicher natürlicher Lücken aufeinander gefolgt sind, von denen jede folgende viel unbedeutender als die vorausgehende war, und daß auf jede Periode der Lückenbildung eine Periode der Neuausbreitung gefolgt ist, die in ihrer Bedeutung der auf sie folgenden Periode der Lückenbildung ungefähr entspricht. Daraus, daß sich das Areal der einzelnen Arten gegenwärtig nicht natürlich — vielfach allerdings künstlich — verkleinert, darf man schließen, daß das Klima Deutschlands in den Perioden der Lückenbildung für die Arten ungünstiger gewesen ist als in der Gegenwart, und zwar muß es um so ungünstiger gewesen sein, je größer die damals entstandenen Lücken sind. Umgekehrt darf man aus dem Umstande, daß sich die Arten in der Gegenwart in Deutschland — auch wo keine sichtbaren Ausbreitungshindernisse vorhanden sind — meist so gut wie gar nicht ausbreiten, den Schluß ziehen, daß das deutsche Klima in den Perioden der Neuausbreitung günstiger für die Arten als das der Gegenwart gewesen ist. Denn die gegenwärtige geringe Neuausbreitung der Arten ist offenbar eine Folge davon, daß die Arten in den für sie ungünstigen Zeiten genötigt waren, sich so eng wie nur möglich an die Verhältnisse ihrer einzelnen Wohnstätten anzupassen, und sich dabei Eigenschaften erworben haben, die ihre Uebersiedelung nach auch nur ganz unbedeutend abweichenden Örtlichkeiten sehr erschweren oder verhindern. Diese Eigenschaften schwinden offenbar erst unter der Herrschaft eines Klimas, das für die Arten wesentlich günstiger als das der Gegenwart ist. Da nun den Perioden der Neuausbreitung der Arten die klimatisch für sie ungünstigen Perioden der Bildung ihrer nachträglichen natürlichen Areallücken vorausgingen, so muß in den Perioden der Neuausbreitung ein für sie viel günstigeres Klima als in der Jetztzeit geherrscht haben. Aber

nicht nur in den Perioden der Neuausbreitung der Artengruppen in Deutschland, sondern auch in denen ihrer Ansiedlung in Deutschland muß hier ein solches Klima geherrscht haben; denn es müssen, wie sich leicht zeigen läßt, die Artengruppen vor ihrer Einwanderung und Ansiedlung in Deutschland in den Ausgangsgebieten ihrer Einwanderung unter ähnlich ungünstigen Verhältnissen gelebt haben wie in Deutschland in den Zeiten vor den Perioden ihrer Neuausbreitung. Außerdem sprechen aber, wie weiterhin dargelegt werden wird, auch noch andere Gründe für die Annahme, daß sowohl in den Zeiten der Ansiedlung als auch in denen der Neuausbreitung in Deutschland hier ein von dem der Jetztzeit abweichendes, für die Arten günstigeres Klima geherrscht habe. Es läßt sich somit auf Grund der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke Deutschlands behaupten, daß seit dem Beginne ihrer Entwicklung eine Anzahl klimatisch recht bedeutend voneinander abweichender Perioden aufeinander gefolgt sind, und es läßt sich auch im allgemeinen recht deutlich erkennen, in welcher Reihenfolge sie auf einander gefolgt sind, und welchen Charakter ihr Klima hatte. Es läßt sich daraus aber nicht erkennen, ob diese Perioden die einzigen Abschnitte jenes Zeitraumes waren; es können sich vielmehr die Periodenpaare in annähernd gleicher Stärke mehrmals wiederholt haben, und es können zwischen die einzelnen der erkennbaren Perioden kürzere oder unbedeutendere Perioden desselben Charakters oder Perioden indifferenten Charakters eingeschaltet sein, und den letzten erkennbaren Perioden kürzere oder unbedeutendere Perioden desselben Charakters oder Perioden indifferenten Charakters gefolgt sein, ohne daß es sich aus der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke Deutschlands erkennen läßt.

Wir wollen nun die Artengruppen einzeln betrachten und mit der zweiten Gruppe beginnen, da bei ihr die Verhältnisse am einfachsten liegen, weil ihre Arten seit ihrer Ansiedlung in Deutschland hier zwar teilweise ihre Bodenanpassung recht bedeutend, ihre Anpassung an das Klima aber nur unbedeutend geändert haben und sich zu einem großen Teile nur schrittweise ausbreiten können. Die Arten der zweiten Gruppe können sich ebenso wie die Arten der dritten und vierten Gruppe erst nach den Arten der ersten Gruppe in Deutschland angesiedelt haben. Denn in der Zeit der Einwanderung und Ansiedlung der Arten der ersten Gruppe in Deutschland muß hier ein so kaltes Sommerklima geherrscht haben, daß die Existenz jener Gruppen hier unmöglich war. Die Areale der Arten der zweiten Gruppe haben meist drei, seltener vier Gruppen

nachträglicher natürlicher Lücken; sehr große Lücken und zwei oder drei Gruppen viel kleinerer Lücken, die sich nicht immer scharf auseinander halten lassen. Die Ansiedlung der Arten dieser Gruppe in Deutschland muß in eine Periode mit einem Klima fallen, das für sie viel günstiger als das der Jetztzeit war, heißere und trockenere Sommer — und offenbar kältere und trockenere Winter — als dieses hatte. Denn zur Zeit der Ansiedlung der Arten der ersten Gruppe in Deutschland muß in den Ländern, aus denen die Arten der zweiten Gruppe in Deutschland eingewandert sind, Südrußland und Ungarn, ein für diese sehr ungünstiges Klima geherrscht haben, das sie offenbar so ungünstig beeinflußt hat, daß sie sich erst wieder ausbreiten konnten, als hier das Klima für sie erheblich günstiger als in der Gegenwart geworden war. Sie sind in der Periode ihrer Ansiedlung in Deutschland von Ungarn und Südrußland her auf zahlreichen Wegen durch Deutschland (einschl. Böhmens und Mährens) hindurch bis nach Skandinavien, Frankreich und den Westalpen gewandert. Dies wäre nicht möglich gewesen, wenn nicht in diesem ausgedehnten Gebiete in den Gebirgen ein viel wärmeres und trockeneres Sommerklima als heute geherrscht hätte, zahlreiche Niederungen ausgetrocknet gewesen wären, und die Wälder gelichtet und von weiten zusammenhängenden Strichen, die den Charakter von Steppen annahmen, ganz geschwunden gewesen wären. Eine solche Veränderung der natürlichen Verhältnisse Deutschlands konnte aber nur in einer Zeit mit sehr heißen und sehr trockenen Sommern erfolgen. Auf diese Periode — die erste trockene Periode — muß eine Periode, deren Sommer viel kühler und niederschlagsreicher als die der Jetztzeit waren — die erste kühle Periode — gefolgt sein, die das deutsche Areal der Arten der zweiten Gruppe, die sich überhaupt in Deutschland erhielten, sehr verkleinerte. Die folgende Neuausbreitung der Arten dieser Gruppe war sehr unbedeutend im Verhältnis zu ihrer Ausbreitung in der ersten trockenen Periode. Fast nur Arten, die sprungweise wandern, scheinen Wanderungen von mehr als hundert Kilometer Länge ausgeführt zu haben; und nur wenige Arten haben sich damals in Deutschland neu angesiedelt. Dennoch muß das Sommerklima dieser zweiten trockenen Periode wesentlich trockener und heißer als das gegenwärtige gewesen sein. Das Klima Deutschlands in der folgenden zweiten kühlen Periode wich wohl ebenfalls recht bedeutend von dem gegenwärtigen ab, doch längst nicht in dem Maße wie das der ersten kühlen Periode. Denn während die in dieser entstandenen Lücken bis über 500 Kilometer weit sind,

sind in jener wohl selten über fünfzig Kilometer weite Lücken entstanden. Es folgten hierauf noch eine zweite Periode der Neuausbreitung, die noch unbedeutender als die vorige war, und eine entsprechend unbedeutende Periode der Lückenbildung. Hieran schloß sich ein viertes Paar solcher Perioden, das aber nur ganz unbedeutend war und in der Verbreitung zahlreicher Arten gar nicht oder nur sehr undeutlich zum Ausdruck kommt. Weder für die einzelnen Faktoren des Klimas der vier trockenen noch für die des Klimas der vier kühlen Perioden lassen sich bestimmte Werte angeben. Nur soviel läßt sich wohl annehmen, daß in der ersten trockenen Periode das Klima der trockeneren Gegenden Deutschlands dem heute im südwestlichen Rußland herrschenden ähnlich war, sonst hätten in Deutschland sicher nicht so weite steppenartige Landschaften entstehen können, wie sie damals vorhanden gewesen sein müssen. Auch über die absolute Dauer der acht Perioden, von denen jede folgende offenbar viel kürzer als die vorausgehende des gleichen Charakters war, läßt sich nichts sagen.

Nicht so klar wie bei der zweiten Gruppe liegen die Verhältnisse bei den übrigen Gruppen. Bei der vierten Gruppe vor allem deshalb, weil die Mehrzahl ihrer Glieder sich in größeren Sprüngen ausbreiten kann. Im östlicheren Deutschland können sich die Glieder dieser Gruppe wohl erst nach der zweiten trockenen Periode angesiedelt haben. Ihre Ansiedlung in diesem Gebiete fällt offenbar vorzüglich in die zweite kühle Periode, ihre großen Areallücken in diesem Gebiete sind wohl in der dritten trockenen Periode entstanden. Darauf haben die im östlicheren Deutschland lebenden Arten dieser Gruppe hier sich sicher noch einmal, höchstwahrscheinlich aber sogar noch zweimal von neuem ausgebreitet und dazwischen eine nochmalige Verkleinerung ihrer Areale erfahren; doch läßt sich dies nicht ganz deutlich erkennen.

Über die Geschicke der Arten der ersten Gruppe läßt sich deshalb nicht so sicher wie über die der zweiten Gruppe urteilen, weil bei zahlreichen von ihnen nach ihrer Ansiedlung in Deutschland ihre hiesigen Individuen sämtlich oder teilweise eine so bedeutende Änderung ihrer klimatischen Anpassung erfahren haben, daß sie sich darauf vollständig oder fast vollständig wie Glieder einer der anderen Gruppen verhielten. Wie schon gesagt wurde, muß die Ansiedlung dieser Gruppe in Deutschland in eine Periode fallen, wo in Deutschland die Sommertemperaturen viel niedriger waren als gegenwärtig, so niedrig, daß wenigstens strichweise durch ganz Deutschland der Wald schwand, so daß auch solche Glieder der ersten Gruppe,

die sich nur mit großer Mühe oder gar nicht im Walde ansiedeln können, durch ganz Deutschland hindurch wandern konnten. Doch spricht vieles dafür, daß sich die empfindlicheren Arten dieser Gruppe damals in Deutschland nur strichweise ausgebreitet haben. Hierauf folgte eine Zeit großer Lückenbildung, deren Höhepunkt offenbar die erste trockene Periode bildet. Dann haben sich die Glieder, die in dieser Periode keine oder keine allzu bedeutende Änderung ihrer klimatischen Anpassung erfahren hatten, z. T. noch einmal, doch offenbar nur unbedeutend, vorzüglich im höheren Gebirge, ausgebreitet. Dies kann wohl nur in der ersten kühlen Periode erfolgt sein. Später haben sich in den niedrigen Gegenden wohl fast nur solche Glieder von neuem ausgebreitet, die eine recht bedeutende Änderung ihrer klimatischen Anpassung erfahren hatten.

Die Areale der Arten der dritten Gruppe haben offenbar nicht wie die der zweiten Gruppe nur in den kühlen Perioden, sondern vielmehr auch in den trockenen Perioden Lücken erhalten, die sich nicht immer deutlich unterscheiden lassen. Die Ansiedlung dieser Arten in Deutschland kann wohl nicht vor die erste trockene Periode fallen, deren Klima für sie äußerst ungünstig gewesen sein muß. In der Periode ihrer Ansiedlung in Deutschland — der ersten warmen Periode — muß in Deutschland ein sehr warmes Sommerklima und ein sehr warmes Winterklima geherrscht haben. Aus dem Umstande, daß sich manche von ihnen, die wohl nur schrittweise wandern und nicht im Walde oder nur im lichten Walde leben können, damals in Deutschland sehr weite Areale erworben haben, läßt sich auf eine sehr lange Dauer dieser Periode schließen. Die deutschen Areale der Arten dieser Gruppe haben meist sehr große Lücken, die vielfach sehr deutlich den Eindruck von solchen einer Periode mit sehr kühlen Sommern machen. Diese sind im wesentlichen wohl in der ersten kühlen Periode entstanden. In der folgenden zweiten trockenen Periode muß aber in den Strichen Deutschlands, in denen diese Arten heute vorzüglich, z. T. ausschließlich oder fast ausschließlich wachsen, das Klima recht ungünstig für sie gewesen sein, so daß man kaum annehmen kann, daß sie damals dort gelebt haben. Man muß also annehmen, daß auf die erste kühle Periode eine zweite warme Periode gefolgt ist, in der die Arten dieser Gruppe sich in Deutschland von neuem ausgebreitet haben, und wohl auch in Grenzstriche Deutschlands von auswärts eingewandert sind. Diese Periode hatte offenbar ein viel kühleres Klima als die erste warme Periode und war wohl auch von viel geringerer

Dauer als diese. In der zweiten trockenen Periode hat das neu erworbene Areal offenbar eine bedeutende Verkleinerung erfahren. Deutlich läßt sich erkennen, daß hierauf eine nicht sehr bedeutende Neuausbreitung, also eine neue warme Periode, gefolgt ist, und daß in das damals entstandene Areal wieder in einer kühlen Periode Lücken von unbedeutender Größe gerissen worden sind. Diese neue Periode der Lückenbildung kann nur die zweite kühle Periode gewesen sein. Es muß also zwischen die zweite trockene und die zweite kühle Periode noch eine — der zweiten wohl an Wärme und Dauer nachstehende — warme Periode fallen. Nach der zweiten kühlen Periode haben sich die Glieder dieser Gruppe mindestens noch einmal, doch nur unbedeutend, ausgebreitet, und sie haben nach der einzigen oder der ersten Ausbreitung noch einmal eine Verkleinerung ihrer Areale erfahren. Es ist auf die zweite kühle Periode also mindestens noch eine — unbedeutende und kurze — warme Periode gefolgt. Wahrscheinlich fällt diese Periode, oder falls es mehrere warme Perioden waren, eine davon, zwischen die dritte trockene und die dritte kühle Periode.

Die fünfte Gruppe führt zu keinen anderen Annahmen als die vier übrigen Gruppen.

Man kann somit auf Grund der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke Deutschlands als — z. T. sehr — wahrscheinlich hinstellen, daß auf eine kalte Periode eine trockene Periode, darauf eine warme Periode und endlich eine kühle Periode folgten, daß sich hieran eine warme Periode anschloß, der eine trockene, eine warme und eine kühle Periode folgten, daß sich vier Perioden dieses Charakters in der gleichen Folge noch zweimal wiederholten und daß alle Perioden, je weiter sie von der Jetztzeit, die den Charakter einer trockenen Periode hat, entfernt sind, desto mehr klimatisch von dieser abwichen und desto länger waren. Wie die Perioden miteinander verbunden waren, darüber läßt sich aber nichts Bestimmtes sagen. Wahrscheinlich ging der ersten trockenen Periode auch eine warme Periode voraus, die mit der kalten Periode durch eine Zeit mit gemäßigtem Klima verbunden war.

Was läßt sich nun auf Grund der Ergebnisse der Untersuchung der geognostischen Bildungen Deutschlands und seiner Nachbarländer über die Wandlungen des deutschen Klimas während der seit dem Beginne der Entwicklung der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke Deutschlands verflossenen Zeit sagen?

Es läßt sich wohl als sicher ansehen, daß seit dem Ausgange der Pliocänzeit — mindestens — fünfmal ein bedeutender Teil Deutschlands lange Zeit mit dauerndem Eise bedeckt war, das teils von Norden, teils von Süden — aus den Alpen — her vordrang, teils sich in den höheren Mittelgebirgen bildete. Den größten Umfang hatte das Eis in der zweiten und der dritten von diesen Eiszeiten[1]). Der Umfang des Eises der vierten Eiszeit war kleiner, der der fünften noch kleiner. In dieser drang das nordische Inlandeis nur bis zur sog. baltischen Endmoräne, das alpine Eis angeblich nur ungefähr südlich von München über den nördlichen Alpenrand hinaus vor. Auch später vergrößerte sich im nördlicheren Europa das Eis noch mehrmals auf längere Zeit[2]) nicht unwesentlich über seinen heutigen Umfang, doch längst nicht in dem Maße wie in den Eiszeiten. Die fünfte Eiszeit ist die letzte Periode, wo in Deutschland ein solches Klima geherrscht haben kann, wie ich es vorhin für die Zeit der Ansiedlung der ersten Gruppe in Deutschland angenommen habe. Wir wissen auch — durch paläontologische Untersuchung der aus dieser Eiszeit stammenden Ablagerungen —, daß in der Tat damals Arten dieser Gruppe in Deutschland eingewandert und ohne Zweifel zur festen Ansiedlung gelangt sind. Die baltische Endmoräne war während des Höhepunktes dieser Eiszeit im Westen, Süden und Osten wohl von einem breiten Landstreifen begrenzt, in dem außer Gliedern der fünften Gruppe nur solche der ersten Gruppe wuchsen. Ebenso kann es als sicher angesehen werden, daß Arten der ersten Gruppe gleichzeitig von Süden her in das Alpenvorland eingewandert sind. Aber auch das ist kaum zweifelhaft, daß zur Zeit der Maximalausdehnung des Eises der fünften Eiszeit auch zwischen der baltischen Endmoräne und dem Alpenvorlande wenigstens strichweise, im Süden vorzüglich in den Berggegenden, solche Zustände herrschten, daß Arten der ersten Gruppe hier wandern und sich ansiedeln konnten. Denn über dem nordischen Inlandeise lagerte sicher eine sehr bedeutende Antizyklone, von der im Sommer dauernd in südlicher Richtung sehr kalte Luft abfloß, die weithin, strichweise wahrscheinlich bis zu den Alpen und Karpaten, die Baum- und Strauchvegetation sowie die bisherige Krautvegetation vernichtete. Auch das Alpeneis übte sicher eine erkältende Wirkung auf das Klima des vorliegenden Gebietes,

[1]) Vgl. Anm. 2.

[2]) Ich bezeichne diese Zeiten im Gegensatz zu den fünf Eiszeiten als kühle Perioden.

vorzüglich das seiner höheren Gegenden aus[1]). Etwas Genaueres läßt sich über das damalige Klima nicht sagen. Aus der Zusammensetzung der ältesten uns — durch fossile Reste — bekannten Flora, die das Gelände zwischen der baltischen Endmoräne und der Küste nach dem Wegschmelzen des Eises dieser Eiszeit besiedelte, darf man schließen, daß wenigstens damals in diesem Landstriche kein hocharktisches Klima herrschte. Wahrscheinlich hat ein solches selbst während des Höhepunktes dieser Eiszeit auch am Eisrande nicht geherrscht. Die fünfte Eiszeit ist aber nicht die einzige Zeit, in der in Deutschland Glieder der ersten Gruppe eingewandert und zur Ansiedlung gelangt sind; denn eine Art dieser Gruppe, *Angelica pyrenaea* (L.), kann in der fünften Eiszeit nicht aus den Pyrenäen, ihrer Heimat, in die Vogesen eingewandert sein[2]); dies kann spätestens in der vierten Eiszeit erfolgt sein. Sie ist sicher nicht die einzige Art dieser Gruppe, die sich seit dieser Zeit in Deutschland erhalten hat, doch läßt sich keine andere mit voller Bestimmtheit bezeichnen. Aus dem Vorkommen von *Angelica pyrenaea* in den Vogesen läßt sich schließen, daß das Klima Deutschlands in der Zwischenzeit zwischen der vierten und fünften Eiszeit selbst für empfindlichere Arten dieser Gruppe nicht so ungünstig war, daß diese sämtlich dadurch vernichtet oder in ihrer klimatischen Anpassung so geändert und hierdurch so empfindlich gegen niedere Sommertemperaturen wurden, daß sie in der fünften Eiszeit zugrunde gingen. Diese Erkenntnis erschwert die Beurteilung des Klimas der fünften Eiszeit, da sich ebensogut wie *Angelica pyrenaea* ja auch die übrigen Glieder der ersten Gruppe in Deutschland erhalten haben können. Die Zwischenzeit zwischen der vierten und der fünften Eiszeit hatte wohl eine recht lange Dauer. Es fällt in sie ein Zeitabschnitt, wo selbst in Norddeutschland offenbar ausgedehnte aus Laub- und Nadelbäumen bestehende Wälder vorhanden waren, die auf ein dem heute hier herrschenden Klima ähnliches Klima schließen lassen. Diesem Abschnitte ging wahrscheinlich ein — von der Zeit der Bildung der Ablagerungen der vierten Eiszeit durch eine lange Zeit der Ver-

[1]) In weiterer Entfernung vom Eise besserte sich das Klima aber wohl recht schnell. Im Mittelmeergebiete war wahrscheinlich auch während des Höhepunktes dieser Eiszeit das Klima kaum weniger günstig, vielleicht sogar günstiger als heute. Auch in Frankreich blieb damals wohl die Hauptmasse seiner bisherigen phanerogamen Arten erhalten.

[2]) Vgl. hierzu SCHULZ in der unter Nr. 17 aufgeführten Scrhift S. 27.

witterung getrennter — Zeitabschnitt mit heißem, trockenem Sommerklima voraus. Denn es kann keinem Zweifel unterliegen, daß in diesen Zeitabschnitt die Ablagerung des Lösses vom Typus des Lösses der Magdeburger Börde fällt, dessen Ablagerungen auf den verwitterten Ablagerungen der vierten Eiszeit auflagern. Nun läßt sich allerdings nicht mit Bestimmtheit sagen, welchen Charakter das Klima der Zeiten der Bildung der bedeutenden Lößablagerungen hatte. Es läßt sich aber annehmen, daß diese Zeiten nur quantitativ von den auf die fünfte Eiszeit folgenden trockenen Perioden abweichen, gleichsam Verschärfungen derselben darstellen, also ein heißes, trockenes Sommerklima — und wohl ein kaltes, trockenes Winterklima — hatten, und von den Eiszeiten durch Zeiten mit gemäßigterem Klima getrennt waren[1]). Wenn das Klima der Zeit der Ablagerung des Lösses vom Typus des Bördelösses wirklich diesen Charakter hatte, so können — dies läßt sich auf Grund der heutigen unbedeutenden Verbreitung der meisten Arten mit dieser klimatischen Anpassung in Deutschland behaupten — die Arten der ersten Gruppe, die sich während dieser Zeit in Deutschland in der ursprünglichen oder in ihr nahestehender Anpassung erhielten, am Schlusse dieser Zeit hier nur eine ganz unbedeutende Verbreitung gehabt haben, meist wohl nur an einer einzigen Örtlichkeit vorgekommen sein. Da nun manche Arten der ersten Gruppe in der ursprünglichen oder ihr nahestehender Anpassung heute in Deutschland an weit auseinanderliegenden Stellen in bedeutender Entfernung von den in der fünften Eiszeit mit Eis bedeckten Gebieten vorkommen, so müßte man also auch bei der Annahme, daß in der fünften Eiszeit keine Art der ersten Gruppe über die damals mit Eis bedeckten Striche und die unmittelbar an sie angrenzenden Landschaften hinaus in Deutschland eingedrungen sei, annehmen, daß in der fünften Eiszeit weite Striche Deutschlands den vorhin beschriebenen klimatischen und landschaftlichen Charakter hatten.

Eine Periode mit demselben klimatischen Charakter wie die Periode der Ablagerung des Lösses vom Typus des Bördelösses, nur offenbar mit noch bedeutend extremerem Klima, die Periode der Ablagerung der Hauptmasse des sog. jüngeren Lösses, ging der vierten Eiszeit voraus. In dieser sind wohl sicher alle vorher in Deutschland eingewanderten Arten der ersten Gruppe wieder aus Deutschland verschwunden, so daß

---

[1]) Vgl. hierzu auch Wüst: Centralblatt f. Min. usw. 1908, S. 197 u. f., 1909, S. 23 u. f. und 385 u. f.

also in die vierte Eiszeit der Beginn der Entwicklung der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke Deutschlands fällt.

Während der Herrschaft eines Klimas, wie es der Zeit der Ablagerung des Bördelösses zugeschrieben wurde, müssen in Deutschland zahlreiche Glieder der zweiten Gruppe und andere Phanerogamen mit derselben klimatischen Anpassung eingewandert sein. In der fünften Eiszeit muß für diese Gewächse aber das Klima Deutschlands so ungünstig gewesen sein, daß sie sämtlich wieder aus Deutschland verschwanden. Die Ansiedlung der Arten der zweiten Gruppe in Deutschland kann also erst in die auf die fünfte Eiszeit folgende Zeit fallen. Wie ich dargelegt habe, muß diese Ansiedlung fast ganz in einer Zeit mit sehr trockenen, heißen Sommern stattgefunden haben, und müssen auf diese Zeit noch drei unbedeutendere Perioden von demselben klimatischen Charakter gefolgt sein, deren erste die heißeste und längste, deren letzte die am wenigsten heiße und die kürzeste war.

Gibt es nun auch geognostische Tatsachen, die für das Vorhandensein dieser vier Perioden sprechen? In der Tat ist es in jüngster Zeit K. Olbricht geglückt, nachzuweisen[1]), daß das Ilmenautal in der Lüneburger Heide nach der fünften Eiszeit viermal mit Sanden verschüttet wurde, und daß diese Verschüttung nur in vier trockenen, vegetationsarmen Zeiten erfolgt sein kann, die sich inbezug auf Länge und Intensität proportional den Massen der aufgeschütteten Sande, also wie 9 : 5 — 6 : 3 — 4 : 1 — 2 verhalten haben müssen. Jeder dieser vier trockenen Zeiten folgte eine niederschlagsreiche Zeit, in der sich der Fluß in die Sande einschnitt. Es ist m. E. sehr wahrscheinlich, daß die vier von Olbricht nachgewiesenen trockenen Perioden, in deren erster in Norddeutschland offenbar Ablagerung lößartiger Massen stattfand[2]), mit meinen vier

---

[1]) Vgl. Olbricht: Centralbl. f. Min. usw. 1909, S. 599 u. f., sowie Grundlinien einer Landeskunde der Lüneburger Heide, Forschungen z. deutschen Landes- und Volkskunde, Bd. 18, Heft 6 (1909), S. 96 u. f.

[2]) Vgl. Olbricht, a. a. O. Löß und lößartige Massen haben sich damals zweifellos auch anderwärts in Deutschland abgelagert, doch sind solche Ablagerungen mit Sicherheit noch nicht nachgewiesen worden. Im Alpengebiete ist an mehreren Stellen aus der Zeit nach der fünften Eiszeit stammender Löß und lößartiger Sand bekannt geworden, der offenbar in verschiedenen Zeiten z. T. erst nach der Daunzeit, zur Ablagerung gelangt ist. Es läßt sich also auch hieraus auf das Vorhandensein mehrerer trockener Perioden schließen.

trockenen Perioden identisch sind, und daß meine vier kühlen Perioden in die Zeiten fallen, in denen sich die Ilmenau in die Sandaufschüttungen der trockenen Perioden einschnitt. Für das Vorhandensein mehrerer trockener Perioden nach dem Ausgange der fünften Eiszeit spricht auch der Bau der norddeutschen Hochmoore. Die älteren der nach der fünften Eiszeit gebildeten norddeutschen Hochmoore enthalten sichere Spuren, daß ihre Entwicklung einmal längere Zeit — in der Zeit des sog. Grenzhorizontes zwischen dem älteren und dem jüngeren Sphagnetumtorfe — unterbrochen wurde. Es kann diese Unterbrechung wohl nur in meine dritte trockene Periode fallen. Fiele sie in die zweite oder schon in die erste trockene Periode, so müßten wir in dem auf dem Grenzhorizonte liegenden jüngeren Sphagnetumtorfe deutliche Spuren der folgenden dritten oder zweiten und dritten trockenen Periode finden; denn diese Perioden waren sicher so trocken, daß sie die damaligen Hochmoore stark beeinflußt haben. Dies ist aber nicht der Fall; es finden sich vielmehr im jüngeren Sphagnetumtorfe nur undeutliche Spuren trockener Zeiten, die wohl aus der vierten trockenen Periode und aus noch späteren, ganz unbedeutenden trockenen Zeiten stammen. Da nun der unter dem Grenzhorizonte liegende ältere Sphagnetumtorf keine Spuren der vorausgehenden ersten und zweiten trockenen Periode enthält, so muß man annehmen, daß diese Perioden so trocken waren, daß in ihnen der vorher — seit der fünften Eiszeit — gebildete Sphagnetumtorf — vielleicht mit vereinzelten Ausnahmen, die sich nicht erkennen lassen oder noch nicht erkannt sind — zerstört wurde, daß also der ältere Sphagnetumtorf vollständig aus der Zeit nach der zweiten trockenen Periode stammt[1]).

Auf das Vorhandensein mehrerer Perioden mit kühlem Sommerklima in der seit der fünften Eiszeit verflossenen Zeit läßt sich außer aus den Beobachtungen von Olbricht auch aus den Untersuchungen von Penck und Brückner in den Alpen schließen, die ergeben haben, daß sich nach dem Ausgange der fünften Eiszeit, d. h. nach dem Rückzuge des von diesen Forschern Bühlvorstoß genannten Gletschervorstoßes, die Alpengletscher noch zweimal bedeutend über ihren heutigen Umfang

---

[1]) Daß die Baumstubbenschichten der skandinavischen Moore, wenigstens teilweise, für das Vorhandensein trockener Perioden in der seit der fünften Eiszeit verflossenen Zeit sprechen, scheint mir nicht sicher zu sein. Ich will hier darauf ebenso wie auf die skandinavischen Tuffablagerungen nicht weiter eingehen.

vergrößert haben. Penck und Brückner nehmen auf Grund von Beobachtungen an, daß sich vor dem Beginne des zweiten, unbedeutenderen von diesen Gletschervorstößen, des Daunvorstoßes, die Gletscher unter ihren heutigen Umfang verkleinert hätten, leugnen aber, daß auch vor dem ersten Vorstoße, dem Gschnitzvorstoße, ein so weiter Rückzug der Gletscher stattgefunden hätte. Sie haben aber keine stichhaltigen Gründe für letztere Behauptung beigebracht, und es liegt deshalb kein Hindernis für die Annahme vor, daß die Zeit des Gschnitzvorstoßes, auf deren Höhepunkte die Schneegrenze in den Alpen 600—800 m tiefer als in der Gegenwart lag, mit meiner ersten kühlen Periode, die ein recht kühles Sommerklima gehabt haben muß, die Zeit des Daunvorstoßes mit meiner zweiten kühlen Periode identisch ist. Außerdem scheinen in den Alpen aber auch noch deutliche Spuren eines dritten, dem zweiten an Größe nachstehenden Gletschervorstoßes vorhanden zu sein, was Penck und Brückner allerdings, aber, wie mir scheint, ebenfalls ohne stichhaltige Gründe leugnen. Die Spuren der unbedeutenden vierten kühlen Periode können in den Alpen sehr wohl bis jetzt übersehen worden sein. Sonst scheinen Spuren, aus denen man bestimmt auf das Vorhandensein wenigstens einer kühlen Periode nach der fünften Eiszeit schließen kann, nur im Ostseegebiete vorhanden zu sein. Bekanntlich wurde die Ostsee, nachdem sie in der fünften Eiszeit sowohl mit der Nordsee als auch mit dem Weißen Meere in offener Verbindung gestanden hatte, später durch Hebung der Gegend der Verbindungsstraßen in einen großen Binnensee verwandelt, der im Laufe der Zeit bis auf eine Anzahl größerer und kleinerer Seen austrocknete. Dann senkte sich das Ostseegebiet von neuem; der Binnensee, der sich wahrscheinlich wieder ungefähr bis zum Umfange der heutigen Ostsee vergrößert hatte, trat wieder mit dem Ozean in Verbindung, und die neu entstandene Ostsee — die sog. Litorinasee — überschritt gleichzeitig weit ihre heutigen Ufer. In dieser Zeit, in der sich auch die Westküste der skandinavischen Halbinsel bedeutend senkte, muß nicht nur in Skandinavien, sondern auch in Deutschland ein niederschlagsreiches, verhältnismäßig kühles Sommerklima geherrscht haben. Da die Yoldiasenkung — oder, falls es mehrere Senkungen dieser Art gibt, die letzte von ihnen — mit der fünften Eiszeit zeitlich zusammenfällt, so liegt die Annahme nahe, daß die Litorinasenkung mit einem der späteren Vorstöße der Alpengletscher zeitlich zusammenfällt, also in eine meiner kühlen Perioden fällt. Und da sie die einzige Senkung Skandinaviens nach der — letzten — Yoldiasenkung zu sein

scheint[1]), so liegt es nahe, weiter anzunehmen, daß sie zeitlich mit dem bedeutendsten dieser Vorstöße, dem Gschnitzvorstoße, der während meiner ersten kühlen Periode stattfand, zusammenfällt. Offenbar ist dies auch wirklich der Fall. Und offenbar fällt die dem Maximum der Litorinasenkung direkt vorausgehende Zeit, in der in Skandinavien eine Anzahl Laubbäume und Sträucher viel weiter als gegenwärtig nach Norden verbreitet waren[2]), oder wenigstens deren erster Teil[3]) bis zum Beginne der Senkung, in dem wohl hauptsächlich die weite Ausbreitung dieser Holzgewächse nach Norden stattfand, mit meiner ersten warmen Periode zusammen. Über das Klima der Zwischenzeit zwischen der fünften Eiszeit und dieser warmen Periode und ebenso über das der seit dem Beginne der Litorinahebung verflossenen Zeit läßt sich auf Grund der skandinavischen geognostischen Bildungen etwas Bestimmtes nicht sagen, doch weist wohl der Wechsel der Molluskenfauna der aus der Zeit nach dem Beginne der Litorinahebung stammenden südnorwegischen Strandterrassen darauf hin, daß das Klima Skandinaviens seit dem Beginne dieser Hebung mehrfache nicht unwesentliche Wandlungen durchgemacht hat.

Das ist das Wenige, was sich auf Grund der Ergebnisse der Untersuchung der aus der seit dem Beginne der Entwicklung der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke Deutschlands verflossenen Zeit herstammenden geognostischen Bildungen Deutschlands und seiner Nachbarländer über das Klima Deutschlands während dieser Zeit aussagen läßt. Es widerspricht in keiner Weise den Annahmen, zu denen die Ergebnisse der Untersuchung der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke Deutschlands geführt haben, und ergänzt sie nur unbedeutend. Ebensowenig wie diese Untersuchungen ermöglicht es die Untersuchung der geognostischen Bildungen, bestimmte Werte für die einzelnen klimatischen Faktoren der verschiedenen Abschnitte des behandelten Zeitraumes anzugeben.

---

[1]) Wahrscheinlich werden aber weitere Untersuchungen noch spätere — unbedeutendere — Hebungen und Senkungen Skandinaviens kennen lehren.

[2]) Ein Teil der Reste dieser Holzgewächse ist aber wahrscheinlich älter und stammt aus der der ersten trockenen Periode vorausgehenden warmen Periode.

[3]) Dies ist wohl auch die Zeit, in der in den skandinavischen und deutschen Gebirgen die Baumgrenze viel höher als heute lag.

Literaturverzeichnis.

1. Grundzüge einer Entwicklungsgeschichte der Pflanzenwelt Mitteleuropas seit dem Ausgange der Tertiärzeit. Jena 1894.
2. Entwicklungsgeschichte der phanerogamen Pflanzendecke des Saalebezirkes. Halle 1898.
3. Entwicklungsgeschichte der phanerogamen Pflanzendecke Mitteleuropas nördlich der Alpen. Stuttgart 1899.
4. Über die Entwicklungsgeschichte der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke der skandinavischen Halbinsel und der benachbarten schwedischen und norwegischen Inseln. Abhandlungen d. Naturf. Gesellschaft zu Halle, Bd. **22**, 1900.
5. Die Verbreitung der halophilen Phanerogamen in Mitteleuropa nördlich der Alpen. Stuttgart 1901.
6. Studien über die phanerogame Flora und Pflanzendecke des Saalebezirks I. Halle 1902.
7. Über die Entwicklungsgeschichte der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke Mitteldeutschlands I—IV. Berichte d. Deutschen Botanischen Gesellschaft, Bd. **20** und **24**, 1902 und 1906.
8. Die Verbreitung der halophilen Phanerogamen im Saalebezirke und ihre Bedeutung für die Beurteilung der Dauer des ununterbrochenen Bestehens der Mansfelder Seen. Zeitschrift f. Naturwissenschaften, Bd. **74**, 1902.
9. Die halophilen Phanerogamen Mitteldeutschlands. Ebendaselbst, Bd. **75**, 1903.
10. Die Entwicklungsgeschichte der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke der Schwäbischen Alb. ENGLERS Botanische Jahrbücher Bd. **32**, 1903.
11. Entwicklungsgeschichte der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke der Schweiz. Beihefte z. Botanischen Centralblatt, Bd. **17**, 1904.
12. Die Wandlungen des Klimas, der Flora, der Fauna und der Bevölkerung der Alpen und ihrer Umgebung vom Beginne der letzten Eiszeit bis zur jüngeren Steinzeit. Zeitschrift f. Naturwissenschaften, Bd. **77**, 1904.
13. Das Schicksal der Alpen-Vergletscherung nach dem Höhepunkte der letzten Eiszeit. Centralbl. f. Min. 1904.
14. Über BRIQUETS xerothermische Periode I—III. Berichte d. Deutschen Botanischen Gesellschaft, Bd. **22**, **25** und **26a**, 1904, 1907 und 1908.
15. Über die Entwicklungsgeschichte der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke Schwedens. Ebendaselbst, Bd. **22**, 1904.
16. Über einige Probleme der Entwicklungsgeschichte der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke Süddeutschlands. Beihefte z. Botanischen Centralblatt, Bd. **20**, Abt. II, 1906.
17. Entwicklungsgeschichte der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke der Oberrheinischen Tiefebene und ihrer Umgebung. Stuttgart 1906.
18. Studien über die phanerogame Flora und Pflanzendecke Deutschlands I. Zeitschrift f. Naturwissenschaften, Bd. **78**, 1906.
19. Entwicklungsgeschichte der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke des norddeutschen Tieflandes I und II. Berichte d. Deutsch. Botanischen Gesellschaft, Bd. **25**, 1907.
20. Über die Entwicklungsgeschichte der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke Skandinaviens. Ebendaselbst, Bd. **26a**, 1908.

21. Die Entwicklungsgeschichte der rezenten Moore Norddeutschlands Zeitschrift f. Naturwissenschaften, Bd. **80**, 1908.
22. Die Entwicklung der Flora des mitteldeutschen Gebirgs- und Hügellandes. Ebendaselbst, Bd. **80**, 1908.
23. Die Verbreitung und Geschichte einiger phanerogamen Arten in Deutschland, haupts. in Mitteldeutschland, sowie der Verlauf der Entwicklung der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke Deutschlands im allgemeinen. Ebendaselbst, Bd. **81**, 1909.
24. Entwicklungsgeschichte der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke Mitteleuropas (1910).

Manuskript eingegangen am 20. Dezember 1909.]

4. Über die Bedeutung postglazialer Klimaveränderungen für die Siedlungsgeographie.

Von Herrn Robert Gradmann in Tübingen.

Die Beziehungen zwischen den postglazialen Klimaveränderungen und der Siedlungsgeographie werden durch die Pflanzengeographie vermittelt. Ich nehme jedoch an, daß über den letzteren Gegenstand von anderer Seite eingehend berichtet wird, und will mich in dieser Hinsicht auf wenige Andeutungen beschränken.

Bekanntlich bietet die Pflanzenverbreitung im mittleren Europa zahlreiche Erscheinungen, die sich nicht anders als durch Einflüsse vergangener Klimaperioden erklären lassen. Dazu gehört namentlich das erratische Vorkommen von Genossenschaften teils glazialen, teils östlichen und südlichen Charakters. Die Tragkraft derartiger Rückschlüsse schätze ich nicht hoch genug ein, um sie als selbständige Erkenntnisquelle für den Aufbau einer Geschichte der klimatischen Veränderungen seit der letzten Eiszeit anzuerkennen. Dazu gehen die Erklärungsversuche im einzelnen noch viel zu weit auseinander, und selbst die Möglichkeit einer ganz andersartigen Erklärungsweise darf keineswegs ohne weiteres von der Hand gewiesen werden. Gleichwohl dürften die Möglichkeiten einer Zurückführung der heutigen Pflanzenverbreitung auf geologische Vorgänge doch auch für die Geologie selbst nicht ganz ohne Bedeutung sein, aus dem allgemeinen Grund, weil jede Hypothese um so mehr den Charakter der Hypothese abstreift und sich der Theorie nähert, je mehr und je verschiedenartigere Erscheinungen sie zu erklären vermag, und aus dem besonderen, weil tatsächlich die Pflanzengeographie wiederholt in der Lage war, Hypothesen aufzustellen, die nachträglich von der Geologie bestätigt worden sind.

Besonders bemerkenswert sind in dieser Hinsicht die Schicksale, die die These einer postglazialen[1]) xerothermen Periode im Lauf der Zeit zu erfahren hatte. Eine solche

[1]) Das Wort postglazial ist hier und im folgenden in Beziehung auf das Maximum der Würmeiszeit gebraucht.

wurde zuerst von pflanzengeographischer Seite gefordert, nämlich von ANTON KERNER auf Grund der isolierten Vorkommnisse südlicher Pflanzen in den Ostalpen[1]). Bald darauf erschien FERDINAND VON RICHTHOFENS Theorie über die äolische Bildung des Löß und der Nachweis fossiler Steppentiere durch ALFRED NEHRING. Es lag zunächst außerordentlich nahe, die hiernach anzunehmende Phase eines steppenartigen Klimas mit der von KERNER geforderten warmen Periode gleichzusetzen. Seit jedoch PENCK dem Löß und dessen fossilen Einschlüssen ein interglaziales Alter zugewiesen hatte, schien für die Annahme einer postglazialen xerothermen Periode jede geologische Stütze zu fehlen. Trotzdem haben die Pflanzengeographen fast einstimmig daran festgehalten, daß für sie mit einer interglazialen Steppenperiode nichts anzufangen sei, da ja deren Einwirkung auf die lebende Pflanzendecke durch die nachfolgende Würmeiszeit wieder aufgehoben werden mußte, daß vielmehr, um gewisse Phänomene der heutigen Pflanzenverbreitung zu erklären, notwendig mindestens eine postglaziale trockenwarme Periode angenommen werden müsse. Sie haben bekanntlich Recht behalten. Das Vorkommen von postglazialem äolischen Löß wird von keiner Seite mehr bestritten; reiche Steppenfaunen, die dem Höhepunkt der Würmeiszeit erst nachgefolgt sind, wurden zusammen mit Artefakten des Magdalénien in zahlreichen Höhlen der Schwäbischen Alb von Schaffhausen bis zum Ries von NÜESCH u. a., in neuerer Zeit namentlich durch E. KOKEN und R. R. SCHMIDT nachgewiesen[2]); die interstadialen Schwankungen im Alpengebiet haben wenigstens zum Teil ein wärmeres Klima als die Gegenwart aufzuweisen[3]), und das gleiche gilt nach OLBRICHT[4]) im norddeutschen Tiefland für die der Achenschwankung entsprechende baltische Schwankung, der sogar noch vier weitere Trockenzeiten nachgefolgt sind[5]).

---

[1]) A. KERNER: Der Einfluß der Winde auf die Verbreitung der Samen im Hochgebirge. (Zeitschr. des Deutschen Alpenvereins 2, 1870/71, S. 171.)

[2]) Aus der reichen Literatur erwähne ich hier vor allem die neueste Arbeit von E. KOKEN: Diluvialstudien (N. Jahrb. f. Mineral. 1909, II, S. 37—89); dann R. R. SCHMIDT: Das Aurignacien in Deutschland (Mannus 1, 1909, S. 117) und Die neuen paläolithischen Kulturstätten der Schwäb. Alb (Arch. f. Anthropol. N. F. 7, 1909, S. 62).

[3]) A. PENCK u. E. BRÜCKNER: Die Alpen in Eiszeitalter. 1909, S. 732.

[4]) K. OLBRICHT: Über das Klima der Postwürmzeit (Zentralbl. f. Mineral. 1909, S. 599 ff.).

[5]) Ähnlich verhält es sich mit der Annahme eine postglazialen feuchtkalten Periode. Diese Hypothese wurde zuerst von AUGUST SCHULZ und dann auch von mir vertreten, um gewisse pflanzengeo-

Mit derartigen Klimaschwankungen hängen nun auch gewisse siedlungsgeographische Fragen eng zusammen. Verfolgt man die Siedlungsspuren der prähistorischen Bevölkerung (Wohnstätten, Grabstätten, jedoch mit Ausschluß der Einzelfunde und der häufig nicht sicher datierbaren Schanzen, Ringwälle u. s. f.) nach ihrer geographischen Verbreitung im mittleren Europa, so findet man, daß sich die Siedlungen von der neolithischen Periode durch die Bronze-, Hallstatt- und La Tène-Zeit und größtenteils auch noch während der römischen Zeit auf ganz bestimmte Flächen zusammendrängen, während andere, ebenso große Flächen ganz oder nahezu freibleiben; von den letzteren wissen wir auch aus geschichtlichen Quellen, daß sie größtenteils erst während des Mittelalters gerodet und urbar gemacht worden sind. Dieser Gegensatz zwischen alt- und spätbesiedelten Gebieten wirkt in den Siedlungsverhältnissen heute noch recht fühlbar nach; er tritt in der Verschiedenheit der Siedlungsformen, ihrer Größe und Verteilung und zum Teil selbst in der Bevölkerungsdichte zutage.

Nun ist es sehr auffallend, daß bestimmte Pflanzengenossenschaften von vorwiegend östlicher und südlicher Verbreitung genau die gleichen Flächen bevorzugen. Es sind licht- und meist auch trockenheitliebende Pflanzen, die sich an der Zusammensetzung der sogen. Trift- und Hügelformationen,

---

graphische Erscheinungen erklären zu können (R. Gradmann, Pflanzenleben der Schwäbischen Alb 1. 1898, bes. S. 313ff. — J. Eichler, R. Gradmann u. W. Meigen: Ergebnisse der pflanzengeographischen Durchforschung von Württemberg, Baden und Hohenzollern S. 113ff. 1906.) Daß nach dem Maximum der Würmeiszeit wiederholt bedeutende Kälterückschläge erfolgt sind, wurde dann bekanntlich durch Penck u. Brückner geologisch nachgewiesen. Daß es sich hier mindestens zum Teil um feuchtkalte Klimaphasen handelt, wird nicht allein durch die Zusammenstellungen von Wilh. Götz (Historische Geographie. 1904. S. 4ff., S. 73, 119, 127, 196, 225, 284) wahrscheinlich gemacht; es folgt auch aus der neuesten Mitteilung von H. Brockmann-Jerosch über eine fossile Waldflora aus der Zeit des Bühlvorstoßes bei Kaltbrunn (Kt. St. Gallen) in unmittelbarer Nähe des damaligen Gletschers. (Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich **54**, 1909.) Die Verallgemeinerung, daß demnach die Eiszeiten überhaupt in allererster Linie durch Erhöhung der Niederschläge hervorgerufen sein müßten, kann ich freilich nicht billigen. Denn der Satz, daß es unlogisch sei, die Eiszeit bald aus der einen, bald aus der andern Ursache entstehen zu lassen, ist nur so lange richtig, als nicht positive Gründe für eine derartige Annahme vorliegen. Gründe, die für den trockenkalten Charakter der Würmeiszeit sprechen, sind aber m. E. durch Penck u. Brückner hinreichend beigebracht worden. (Penck: Die alpinen Eiszeitbildungen u. der prähistorische Mensch. Arch. f. Anthropol. 29, 1903, S. 8. — Penck u. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter. 1909. S. 713ff.)

auch pontische Hügel, Steppenheide, in Südbayern „Heiden“ genannt, beteiligen. Diese Übereinstimmung trifft zu auf das Unterwallis, das Inntal bei Innsbruck, das Oberrheintal von Chur und St. Gallen, das ganze nördliche Alpenvorland, die Schwäbische und Fränkische Alb, das Main- und Neckarbecken, das mittlere und nördliche Böhmen, das Königreich Sachsen[1]), Thüringen und auf weite Strecken des norddeutschen Tieflands, namentlich den Ostrand des Harzes, die Elbeniederungen bis Magdeburg abwärts, überhaupt die Niederungen der großen diluvialen Stromtäler. Eine Ausnahme macht dagegen Nordwestdeutschland; hier haben wir zwar altes Siedlungsgebiet, es fehlen aber die genannten Pflanzengenossenschaften; ähnlich in den Küstenstrichen der Ostsee[2]).

Daß hier eine Gesetzmäßigkeit vorliegt, darüber kann vollends ein Zweifel nicht mehr bestehen, seit Andr. M. Hansen[3]) dieselbe Übereinstimmung für Norwegen nachgewiesen hat.

Wie hängt nun beides zusammen? Die Erwägung der verschiedenen Möglichkeiten führt zu dem Schluß, daß beiderlei Erscheinungen, die Verbreitung der älteren Siedlungen und die Verbreitung der fraglichen Pflanzengenossenschaften, nur von einem gemeinsamen dritten, in der Landesnatur liegenden Faktor abhängig sein können. Vergleicht man die Verbreitungsflächen unter sich und mit ihren Nachbargebieten, so ergibt sich, daß diese Flächen im allgemeinen ein relativ kontinentales Klima mit heißen Sommern und kalten Wintern, wenig Niederschlägen, geringer Luftfeuchtigkeit und Bewölkung und dabei vorherrschend feinkörnige, kalkreiche Bodenarten aufweisen. Das sind Eigenschaften, die in den Kampfgebieten zwischen Wald und Steppe den Wald zurückdrängen und die Steppe begünstigen.

Dürften wir nun annehmen, daß die fraglichen Flächen im Gegensatz zu den Nachbargebieten tatsächlich niemals geschlossenen Wald getragen haben, daß hier zu jeder Zeit offene, steppenartige oder doch parkartige Landschaften vorhanden waren, so wäre die Übereinstimmung zwischen der pflanzengeographischen und der siedlungsgeographischen Erscheinung leicht

---

[1]) Hier neuerdings von Drude nachgewiesen (Heimatschutz in Sachsen I. Drude: Die Entstehungsgeschichte des heimatlichen Landschaftsbildes [1909], mit Karte).

[2]) Näheres über diese Beziehungen enthalten die Schriften: R. Gradmann: Das Pflanzenleben der Schwäbischen Alb. 1898. I, S. 331 ff., 2. Aufl. 1900, I, S. 355 ff. — Ders.: Das mitteleuropäische Landschaftsbild nach seiner geschichtlichen Entwicklung (Geogr. Zeitschr. 7, 1901). — Ders.. Beziehungen zwischen Pflanzengeographie und Siedlungsgeschichte (Ebd. 12, 1906).

[3]) Andr. M. Hansen: Landnåm i Norge. 1904. S. 78 ff.

verständlich. Die betreffenden Pflanzengenossenschaften sind tatsächlich auf offene, sonnige Standorte angewiesen, in geschlossene Wälder können sie nicht eindringen; die Mehrzahl ihrer Glieder bewohnt auch die östlichen Steppen. Ähnliche Bedürfnisse pflegt auch die Bevölkerung auf niedriger Kulturstufe aufzuweisen; die Erkenntnis von der siedlungsfeindlichen Macht des Waldes, von der kulturfördernden Bedeutung der breiten Grenzgürtel zwischen Wald und Steppe ist gerade in den letzten Jahren mehr und mehr durchgedrungen[1]). Auch die für Nordwestdeutschland und die Ostseeküste festgestellte Ausnahme wäre dabei verständlich. Hier ist es die Meeresnähe, die jederzeit für Lücken im Waldwuchs, für leicht zu besiedelnde offene Strand- und Heideflächen gesorgt hat.

Die Vorstellung von ausgedehnten natürlichen Parklandschaften im mitteleuropäischen Binnenland ist aber bei einem Klima wie dem gegenwärtigen unmöglich; sie setzt ein etwas trockneres, dem Wald weniger günstiges Klima voraus. Sobald wir jedoch annehmen dürfen, daß ein solches trockneres Klima wenigstens noch zur Zeit der neolithischen Kultur in Mitteleuropa zeitweise geherrscht hat, dann können wir uns auch verständlich machen, warum die damalige Bevölkerung gerade diese zur Steppenbildung neigenden Landschaften für ihre Wohnsitze gewählt hat und daß auch die späteren Bevölkerungsschichten wohl imstande waren, die einmal besetzten offenen Kulturflächen gegen den wieder andringenden Wald dauernd zn behaupten.

Eine derartige Annahme ist natürlich nur auf Grund positiver geologischer Unterlagen zulässig. Diese werden geboten einmal durch die Verbreitung des Löß und der fossilen Reste von Steppentieren, die sich ebenfalls, wie aus den Zusammenstellungen besonders von Nehring und Koken hervorgeht, im wesentlichen auf dieselben Landschaften beschränken. Man könnte sich dann vorstellen, daß die Zustände der Diluvialsteppe noch bis in die neolithische Zeit herein unmittelbar nachgeklungen haben[2]). Eine noch einfachere und m. E. über-

---

[1]) Hier nur wenige Belege: V. Hehn: Kulturpflanzen u. Haustiere. 6. Aufl. 1894. S. 4. — A. Nehring: Über Tundren und Steppen. 1890. — Fr. Ratzel: Anthropogeographie. 2. Aufl. 1899. I, S. 474 ff. — A. W. Brøgger: Studier over Norges stenalder. I (Skrifter udg. af Vidensk.-Skelsk. i. Christiania 1906, S. 184). — Wettstein, Brasilien 1907, S. 33. — Hans Steffen: Studien über West-Patagonien (Geogr. Zeitschr. **15**, 1909, S. 566).

[2]) Dies mein früherer Standpunkt (Geogr. Zeitschr. **7**, 1901, S. 376). Ähnlich. Johs. Hoops: Waldbäume und Kulturpflanzen im germanischen Altertum. 1905. S. 103 ff. u. anscheinend auch E. Koken: Diluvialstudien (N. Jahrb. f. Min. 1909, II, S. 87.).

zeugendere Lösung bietet sich aber durch die geologischen Anzeichen, die für ein erneutes Eintreten eines kontinentalen, trockenwarmen Klimas noch in späterer, mindestens in neolithischer Zeit sprechen. Dazu rechne ich außer den Beweisen, die von den skandinavischen Forschern beigebracht worden sind, besonders die von C. A. Weber und R. v. Fischer-Benzon in den norddeutschen Mooren nachgewiesene Grenztorfschicht, das zahlreiche Vorkommen des Wildpferds unter den neolithischen Kulturresten, die Vorkommnisse von postglazialem Löß, der noch jünger ist als das Daunstadium[1]), endlich die neuesten Forschungsergebnisse von K. Olbricht, die bereits Erwähnung gefunden haben.

Für deren Deutung im Sinne einer neolithischen Trockenperiode ist es vielleicht nicht ganz ohne Interesse, daß damit zugleich ein merkwürdiges geographisches Phänomen, die Übereinstimmung der älteren Siedlungsflächen mit der Verbreitung gewisser xerophiler Pflanzengenossenschaften, seine Aufklärung findet.

[1]) Penck u. Brückner a. a. O., S. 637.

Manuskript eingegangen am 18. Dezember 1909.]

5. Die Veränderungen des Klimas seit der letzten Eiszeit.

Von Herrn Ernst H. L. Krause in Straßburg.

Zu der Frage des nacheiszeitlichen Klimas habe ich mich zuletzt in der Botanischen Zeitung (1909, Heft 8—9) geäußert. Unter dem Ende der letzten Eiszeit verstehe ich die Abschmelzperiode des „Mecklenburgischen“ (Geikie) Inlandeises und des Würmgletschers (Penck), den Beginn der Dryaszeit in den Ostseeländern und die letzte Phase der Magdalenischen Kultur in Oberdeutschland. Im Vergleiche mit der Eiszeit muß diese Periode unbedingt erheblich wärmer oder erheblich ärmer an Niederschlägen gewesen sein; wahrscheinlich trafen beide Momente zusammen. H. Brockmann-Jerosch veröffentlicht im 54. Jahrgang (1909) der Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich Funde, aus denen ich schließe, daß am Nordfuße der Alpen bereits eine recht anspruchsvolle Flora eingewandert war, während strichweise noch große Eismassen auf der nordschweizerischen Ebene lagen. Diese Erscheinung weist auf eine verhältnismäßig schnelle Klimaänderung. (Vgl. ev. die heutigen Zustände in Alaska.) — Im Norden folgt dem Eise zwar zunächst überall eine arktisch-alpine Landflora, aber die zugleich auftretenden Wasserpflanzen der flachen Seen sind klimatisch anspruchsvollere Arten. Es muß also auch dort das Klima wärmer gewesen sein, als die Dryasflora vermuten ließ. Die Inkongruenz zwischen Land- und Wasserflora ist aus der Beschaffenheit des gänzlich unaufgeschlossenen Bodens zu erklären; allgemein sehen wir in einem gegebenen Klima auf schlechtem Boden Vegetationsverhältnisse, welche in schlechterem Klima auf besserem Boden sich wieder finden. — Die Reihenfolge der postglazialen Landfloren wird im Norden bestimmt durch Dryas, Birke, Kiefer, Eiche, Buche bzw. Heidekraut. Nun ist nach Ausweis der Verbreitung in den Gebirgen die Buche Charakterpflanze eines kälteren Klimas als die Eiche. Und es entstand die Frage, ob in der Tat das klimatische Optimum für das postglaziale Mitteleuropa bereits eine vergangene Periode bildet, oder ob andere Faktoren die pflanzen-

geographischen Erscheinungen hervorbrachten, welche einer Klimaverschlechterung zu entsprechen scheinen. — Eine Wechsellagerung von Wald- und Moorschichten, welche einen wiederholten Wechsel feuchterer und trocknerer Zeiten widerspiegeln soll, habe ich nie wahrnehmen können, und ich schließe mich in dieser Frage den Ausführungen, welche Jens Holmboe[1]) für Norwegen geliefert hat, auch für Deutschland an. — In weiter Verbreitung sind pleistocäne Reste einer Fauna nachgewiesen, die nur auf sommerdürren Feldern leben konnte. Die Feststellung der Schichtenfolge im Alpenvorlande durch Nüesch u. a. beweist, daß diese Fauna der älteren Hälfte des Postglazials angehört. Die anfänglich an Nehrings Funde geknüpfte Meinung, daß die Trockenheit der *Arctomys-Alactaga*-Zeit von bedeutender Wärme begleitet gewesen sein müsse, ist noch von Nehring selbst aufgegeben. Die klimatischen Ansprüche jener Fauna entsprechen etwa Barnaul und der Umgebung des Altai bzw. den subalpinen Höhen des Ararat. — Damals, als eine nicht nur trockne, sondern auch heiße Zeit durch die Tierfunde nachgewiesen zu sein schien, waren gerade an einer ganzen Anzahl von nord- und mitteleuropäischen Plätzen Pflanzengenossenschaften festgestellt, welche an einzelnen, infolge besonderer Gestaltung oder Zusammensetzung des Bodens im Sommer stärker erwärmten Stellen gleichsam als Kolonien südlicherer Floren erschienen. Loew[2]) hatte gerade versucht, die Einwanderung dieser Pflanzengemeinschaften unter dem Einflusse der wechselnden Stromläufe zu erklären, als die „Steppentheorie“ eine bequemere Lösung des Problems zu bieten schien. Wenngleich nun die Verhältnisse sich so geändert haben, daß die Tierfunde zur Annahme einer trockenheißen Periode nicht mehr zwingen, so sind doch infolge des Arbeitens mit jener Theorie eine Menge pflanzengeographischer Tatsachen bekannt geworden, die sich durch sie gut erklären ließen, und für die andere Erklärungen teils noch nicht gegeben, teils noch nicht anerkannt sind. Und nicht wenige Botaniker vertreten die Ansicht, daß jetzt aus pflanzengeographischen Tatsachen selbständig eine trockenheiße Periode im Postglazial nachgewiesen werden könnte.

Ich habe demnach hier zu zwei Fragen Stellung zu nehmen. Erstens, ob sich aus florengeschichtlichen und pflanzengeographischen Tatsachen nachweisen läßt, daß der

[1]) Planterester i Norske torvmyrer 1903. — Vgl. Globus, Bd. **85**, Nr. 24.

[2]) Linnaea **42**, S. 511 ff, 1878—1879.

Gegenwart eine Periode wärmeren Klimas vorausgegangen ist und zweitens, ob pflanzengeschichtliche und floristische Tatsachen vorliegen, aus welchen man auf eine trockenheiße (xerotherme) Periode im Postglazial schließen kann oder muß.

[Um nicht mißverstanden zu werden, wiederhole ich, daß die Exiztenz einer Trockenzeit mit subglazialem (subarktisch-subalpinem) Klima zwischen der letzten Eiszeit und der Bewaldung Mitteleuropas für mich außer Frage steht. Ich halte dafür, daß während der Eiszeit selbst ausgedehnte Lemmingfelder in Süd- und Mitteldeutschland den paläolithischen Menschen als sommerliche Jagdgründe dienten, und daß überall da, wo im frühen Postglazial der Boden die Waldbildung aufhielt, Hamster, Ziesel usw. sich ansiedelten und sich hielten, bis der Wald ihre Felder überwuchs. Vgl. Globus, Bd. 65 (1894), Nr. 1 und Götting. Gelehrt. Anzeigen 1906, Nr. 12.]

I.

1. Zu einer Zeit, die in der Geologie schon als gegenwärtig, in der Anthropologie als jung-prähistorisch zu bezeichnen ist, wird in einem Teile der Ostseeländer die vorher den Hauptwaldbestand bildende Eiche durch die klimatisch viel anspruchslosere Buche zurückgedrängt. Das ließe mit Wahrscheinlichkeit auf eine Abkühlung schließen, wenn die Buche schon früher vorhanden und nur weniger häufig gewesen wäre. Aber sie wanderte damals erst ein. Wäre diese Einwanderung nur vom Klima abhängig, dann hätte sie viel früher, fast gleichzeitig mit der der Kiefer erfolgen müssen. Andere als klimatische Einflüsse müssen sie aufgehalten haben. Das anfängliche Fehlen der Buche und mancher anderer borealmontaner Hölzer ließ die ins deutsche Küstenland kommende Eiche frei von einer starken Konkurrenz; sie hatte sich damals gleichsam *ὑπὲρ αἶσαν* in der Nähe ihrer klimatischen Grenze zur Herrscherin des Waldes gemacht, bis die härtere Buche nachgerückt kam.

2. Das Nadelholz, namentlich die Kiefer, welche seit dem Ende der *Ancylus*-Zeit durch die Eiche stark zurückgedrängt war, hat jetzt wieder in Norddeutschland die Oberhand. Diese Wandlung beginnt ungefähr ums Jahr 1400 unserer Zeitrechnung, geht anfangs langsam, seit der Mitte des 18. Jahrhunderts viel schneller und dauert noch fort. Die Ursache liegt in veränderter Holz- und Waldwirtschaft des Menschen, die in diesem Falle vom Klima unabhängig ist. Dasselbe gilt von dem Verschwinden des Weinbaus aus der norddeutschen Ebene — das

dortige Gewächs war immer schauderhaft und verschwand, sobald der Import trinkbaren Stoffes gesichert schien[1]).

3. Die Wassernuß ist in jüngster geologischer Vergangenheit in einem großen Teile von Mitteleuropa ausgestorben. Sie ist ein einjähriges Gewächs und wie alle solche unfähig, erheblich lange Zeit an demselben Standorte auszuhalten. Neue Standorte kann sie nur besiedeln, wenn ihre großen schweren Früchte in ein anderes Gewässer gelangen. In früherer postglazialer Zeit muß das recht oft vorgekommen sein, sonst hätte die Art gar nicht im ehemaligen Vereisungsgebiete sich ausbreiten können. Aber wir wissen nicht, auf welche Weise die Nüsse damals verbreitet wurden, und wir wissen nicht, auf welche Weise sie heute verbreitet werden könnten, es sei denn durch menschliche Aussaat. Vielleicht hat die Ausrottung irgend eines Tieres die Pflanze ihres natürlichen Wanderungsmittels beraubt, so daß sie auf den Aussterbeetat kommen mußte[2]).

4. *Najas marina* hat sich in Südskandinavien aus dem Süßwasser ins Salzwasser zurückgezogen. Ebendieselbe Wasserpflanze ist im Elsaß seit 1870 sehr viel seltener geworden, was wahrscheinlich mit der gleichzeitigen Einwanderung der Wasserpest (*Elodea*) zusammenhängt. Es ist sehr wohl möglich, daß *Najas* im schwedischen Postglazial nicht durch Klimaänderung, sondern durch nachwandernde konkurrierende Arten selten gemacht worden ist.

5. Die Hasel findet sich nach Gunnar Anderssons Untersuchungen in Schweden jungfossil unter Verhältnissen, die zurzeit keine andere Deutung gestatten als die, daß die mittlere Jahrestemperatur etwa seit dem Ende der *Ancylus*-Zeit um mehr als 2° C gesunken sei. Der Unterschied entspräche etwa dem von Brest und Stuttgart oder Stuttgart und Warschau oder dem von Lyon und Cassel. In Deutschland ist meines Wissens nichts festgestellt, was zur Annahme einer homologen Abkühlung berechtigen würde. Und es ist fraglich, wie groß das von diesem Temperaturabfall betroffene Gebiet sei; vielleicht haben ozeanische Stromablenkungen und kontinentale Niveauverschiebungen in Skandinavien allein abkühlend gewirkt.

---

[1]) Vgl. meine Aufsätze im Globus Bd. **61** (1892), Nr. 6 und 7, Bd. **63** (1893), Nr. 12, Bd. **64** (1893), Nr. 9 und Bd. **67** (1895), Nr. 5 sowie in der Naturwissenschaftlichen Wochenschrift, Jahrg. **6** (1891), Nr. 49 und Jahrg. **7** (1892), Nr. 52.

[2]) Vgl. Globus, Bd. **79** (1901), Nr. 18.

II.

Wo in Deutschland besondere örtliche Verhältnisse auf beschränktem Raume das Wachstum solcher Pflanzenarten gestatten, denen es im allgemeinen bei uns zu kalt sein würde, da finden sich manchmal nicht nur einzelne Arten, sondern ganze Vegetationsformationen, deren nächste Standorte weit entfernt liegen. Diese Verhältnisse nötigen nicht zu der Annahme, daß einstmals ein wärmeres Klima die Einwanderung dieser Genossenschaften ermöglicht habe. Denn Pflanzen können über weite für sie unbewohnbare Zwischenräume hinweg die ihnen passenden Standorte erreichen. Auch die abgelegensten Inseln, die einsamsten Oasen haben Vegetation; geologisch junge hohe Berge, namentlich Vulkane, zeigen in ihrer subalpinen und alpinen Flora meist mehr Übereinstimmung mit weit entfernten Hochgebirgen als mit benachbartem Tieflande; — ehe sich Arten aus der Umgebung dem Höhenklima anpassen können, wandern schon angepaßte über weite Strecken zu[1]).

Wenn man die Wahrnehmungen einzelner Pflanzengeographen, aus denen eine xerotherme Periode erschlossen wird, zusammenstellt, merkt man alsbald, daß diese Theorien sich nicht auf eine Zeit vereinigen lassen. Briquets xerothermische Periode der wälschen Schweiz fällt ins Magdalénien, die früheste Postglazialzeit. Webers nordwestdeutscher Grenztorf bildete sich in frühgeschichtlicher Zeit[2]). Potoniés Aufsatz im Jahrbuch der K. preußischen Geologischen Landesanstalt für 1908 (XXIX, II, 2, S. 398 ff.) weist außerdem nach, daß die Grenztorfbildung weniger allgemeinen Charakter hat und eher durch lokale Ursachen bedingt ist. Gunnar Anderssons an der Hasel nachgewiesene Zeit der größten Wärme in Schweden fällt — auf deutsche Breiten übertragen — nach meiner Rechnung ins ältere Neolithicum, viel später als Briquets xerotherme Periode, aber ein gut Teil früher als Webers Grenztorf. Zudem gilt jene Haselzeit nur als warm, nicht auch als dürr. Als eine Zeit großer Trockenheit im nordischen Postglazial ist von G. Andersson[3]) jüngst die Übergangszeit von der Dryas- zur Birkenperiode mit guten Gründen angesprochen, was mit meinen, hauptsächlich auf Nüeschs Funde gegründeten Anschauungen über deutsche Verhältnisse übereinstimmt. Diese

[1]) Vgl. Botanische Zeitung 1909, S. 152 f.

[2]) Vgl. meine Kritik in den Beiheften zum Botanischen Centralblatt, Bd. 7, S. 474 sowie Botanische Zeitung 1909, S. 154.

[3]) Sveriges Geolog. Undersöknings Arsbok 3, 1909, Nr. 1, S. 54.

Zeit ist dieselbe, in welche Briquets xerotherme Periode fällt; sie war auch im Vergleich mit der voraufgegangenen recht warm, anscheinend sogar wärmer als die nächstfolgende, aber doch subglazial, mit Temperaturen, die in Süddeutschland vielleicht die der jetzigen südsibirischen oder altaischen Steppen erreichten. Die warme Zeit der Eichenwaldbildung (auch die der größten Ausbreitung der Hasel in Schweden) fällt viel später — in die *Ancylus*-Periode — und von dieser ist es wieder mindestens fraglich, ob sie trockner gewesen sei als die Gegenwart.

Schluß.

Für Deutschland fällt das Ende der letzten Eiszeit zusammen mit einer schnellen Wärmezunahme und Trockenheit. Bevor aber eine der gegenwärtigen ähnliche Wärme erreicht ist, hat das Klima aufgehört, trocken zu sein. Eine vorübergehende Erwärmung über das Maß der Gegenwart hinaus ist nicht nachgewiesen. Alle pflanzengeschichtlichen und pflanzengeographischen Tatsachen lassen sich erklären, wenn man für das ältere Postglazial ein kühles und trocknes, für das jüngere ein dem heutigen gleichendes Klima annimmt. — Wenn jedoch vorausgesetzt wird, daß auf das kühle trockne Klima zunächst ein warmes trocknes und dann erst ein warmes feuchtes gefolgt sei, so läßt sich diese Vermutung natürlich nicht widerlegen, aber ebensowenig läßt sie sich beweisen. Die in Skandinavien unbestrittene Wahrnehmung, daß im jüngeren Postglazial (*Ancylus*-Zeit) die Jahrestemperatur eine Zeitlang 2° höher gewesen sei als die gegenwärtige, läßt sich auf Deutschland nur ganz vermutungsweise übertragen, ohne durch eine hier beobachtete Tatsache gestützt zu sein.

Manuskript eingegangen am 18. Dezember 1909.]

6. Einteilung und Bau der Moore.

Von Herrn E. Ramann in München.

Die Einteilung der Moore ist in den letzen Jahren ein Gegenstand vielfacher Verhandlungen gewesen. Über Flach- und Hochmoor herrschte Einigkeit, nicht aber über die scheinbaren Übergänge zwischen beiden, die als Übergangsmoore, Mischmoore, Zwischenmoore unterschieden werden.

Die Aufnahmen der geologischen Landesanstalten und die umfangreichen Arbeiten der Moorkulturanstalten haben so viel neues Material gebracht, daß es erwünscht ist, den neuen Erwerb an Tatsachen für die Einteilung der Moore zu verwerten.

Die Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung der Torfarten haben sich nicht so allgemeingiltig erwiesen, als man nach früheren Erfahrungen annehmen konnte. Es sind relativ mineralstoffreiche Hochmoortorfe und mineralstoffarme Flachmoortorfe analysiert worden. Es ist daher notwendig für die Einteilung der Moore die Biologie der torfbildenden Pflanzen heranzuziehen, und es soll versucht werden, zu zeigen, daß auf dieser Grundlage eine befriedigende Gruppierung der Moore möglich ist.

Hiernach teilen sich die Moore in drei grundsätzlich voneinander zu trennende Abteilungen der Verlandungsmoore, Waldmoore (Trockentorf) und der Hochmoore.

Die Bezeichnung „Verlandungsbestände" für torfbildende Pflanzengenossenschaften ist für alle Pflanzenvereine anzuwenden, die durch ihre Ablagerungen stehende oder langsam fließende Gewässer ausfüllen.

Alle Moore, deren Torf aus Verlandungsbeständen hervorgegangen ist, bilden eine besondere Moorform. Eine solche wäre je nach der Pflanzenart oder zweckmäßiger nach den Pflanzenvereinen, die torfbildend auftreten, in ihrer Benennung weiter zu gliedern.

Die Schlammbildungen des Planktons und der flutenden Wasserpflanzen sollen, weil hinlänglich bekannt, nicht in diese Erörterung einbezogen werden.

Von den echten torfbildenden Pflanzengenossenschaften sind zu besprechen:

Schilfgenossenschaft (Arundinetum, Phragmitetum); es sind bestandbildende Arten, deren Wurzeln unter Wasser wachsen, während die vegetativen Teile sich frei über das Wasser erheben. Zwischen den Einzelpflanzen bleibt freies Wasser. Das gemeine Schilf hat dieser Formation als ihr häufigster Vertreter den Namen gegeben; es sind aber auch die oft selbständig vorkommenden Bestände von *Scirpus-lacustris* und seinen Verwandten, *Equisetum palustre, Cladium mariscus* biologisch hierher zu rechnen. Für die Kartierung, soweit sie überhaupt die herrschenden torfbildenden Bestände berücksichtigen will, wären diese Pflanzenvereine einheitlich zu behandeln und höchstens als Unterabteilungen einer biologischen, torfbildenden Gruppe zu betrachten.

Genossenschaft der Seggen oder besser der Cyperaceen. Die Pflanzen dieser Genossenschaft wachsen in geschlossenen Beständen oder doch in größeren Bülten, so daß zwischen den Einzelpflanzen Raum für freies Wasser nicht verbleibt. Den hochwüchsigen *Carex*-Arten entspricht das Magnocaricetum, den niedrigwüchsigen das Parvocaricetum Beide können nur als Unterabteilungen des Cyperacetums betrachtet werden, eine Bezeichnung, welche schon deshalb vorzuziehen ist, als zahlreiche Gattungen der Cyperaceen wichtige Glieder dieser Formation sind.

Dieser Formation kann man jene Cyperaceen zuzählen, welche mehr oder weniger reichlich auch auf Hochmoor auftreten, z. B. *Rhynchospora alba, Eriophorum*-Arten, die im Hochmoor zumeist nasse Stellen bevorzugen und hier bis zu einem gewissen Grade verlandend wirken.

Die bisher besprochenen Pflanzenvereine bilden eine Reihe mit abnehmendem Nährstoffbedürfnis. Im allgemeinen steigt die Anforderung dieser Pflanzen mit der Masse der erzeugten organischen Substanz; daneben macht sich aber noch die Anpassung an verschiedene Lebensbedingungen (*Phragmites* entwickelt sich noch dürftig auf Hochmoor und geht anderseits bis in brackisches Wasser) sowie die Widerstandsfähigkeit gegen reichlich gebotene Mineralstoffe geltend, so daß man zwischen einer Hartwasser- und einer Weichwasservegetation unterscheiden kann. Zu der ersten gehören alle hochwüchsigen Pflanzen der Verlandungsbestände, zu der letzteren bereits verschiedene Bewohner des Parvocaricetums.

Unter den Moosen gehören namentlich *Hypnum fluitans, giganteum* und *trifarium* zur ersten, *Hypnum scorpioides, sarmentosum, Dicranum Bojeani* und *Bergeri, Aula comnium palustre* usw. zur zweiten Abteilung. Jene Moose schließen sich teils schwimmend

den schlammbildenden Beständen an, teils sind sie Zwischenwohner des Arundinetum; diese bilden eine selbständige Form der Verlandungsbestände; auf die man besser allein die Bezeichnung Hypnetum beschränkt.

Hypnetum. Die Formation desselben setzt sich aus Moosarten zusammen, die zunächst auf stehenden Gewässern eine dünne schwimmende Decke bilden. Hierdurch wird die Zirkulation des Wassers durch vertikale Strömungen vermindert, und die atmosphärischen Niederschläge sammeln sich in Schichten auf dem Wasser des Sees an[1]). In kälteren Gebieten mit schwacher chemischer Verwitterung ist auch vielfach der Salzgehalt des Wassers an sich so gering, daß die Pflanzen des Hypnetum unmittelbar Gedeihen finden. Zu dessen Bewohnern gehören auch bestimmte *Sphagnum*-Arten, namentlich die *subsecundum-Gruppe.*

Paul[2]) hat nachgewiesen, daß die Arten der Gattung *Sphagnum* gegen Salze sehr verschieden empfindlich sind. Während einige Arten sofort absterben wenn auch nur die schwächste alkalische Reaktion auftritt, und auch sonst bestimmte Stoffe, z. B. Phosphate (wahrscheinlich auch Kalisalze) auf sie giftig wirken, sind andere Sphagneenen viel widerstandsfähiger. Diese Sphagneen sind vielfach Bewohner des Hypnetum und gehören dann mit den übrigen Moosen zu den echten Verlandungsbeständen.

Es kann zweifelhaft sein, ob man Moore mit viel allochthonen Bestandteilen, die oft wesentlichen Anteil an der Torfbildung nehmen, abtrennen soll; es sind dies jedoch sogut wie ausschließlich kleine, von Wald umgebene Moore (die Waldmoore Steenstrups), die hierher gehören, so daß man berechtigt ist, sie den Verlandungsmooren zuzuzählen und nach ihrer herrschenden Vegetation zu bezeichnen.

Ebenso sind die Hangmoore und Quellmoore den Verlandungsmooren und, sofern mit Sphagneen bewachsen, den Hochmooren zuzuzählen.

Es sind demnach die Verlandungsmoore (Flachmoore, Riede) in drei bei der Kartierung eventuell zu unterscheidende Gruppen zu teilen: Arundineten, Cyperaceten, und Hypneten.

Nach Abschluß der Verlandung ist die frühere Wasserfläche festes Land geworden und bietet die Bedingungen für eine andersartige Vegetation, welche jetzt günstigeres Gedeihen

---

[1]) Vgl. Ramann. N. Jahrb. f. Miner., Geol. usw., Beilageband X. (1886).
[2]) Mitt. bayr. Moorkulturanstalt. 2.

findet als die früher herrschenden Gewächse. Es sind dies Gramineen und Baumarten.

Die Torfzerstörer. Die Gramineen, die auf den Torfböden zunächst auftreten, sind fast alle mit sehr zahlreichen Wurzeln ausgerüstet, die entweder lang, fadenförmig sind (Typus der *Molinea coerulea*) oder ein dichtes Geflecht von Faserwurzeln bilden (Typus der *Deschampsia (Aira) flexuosa*). Der Torf wird von den Wurzeln durchwachsen und hierdurch in seinem Zusammenhang gelockert und endlich, zugleich unter Mithilfe der vorhandenen Tierwelt, in eine gleichmäßig zerteilte Masse (Modererde) übergeführt. Häufig auftretende echte Torfzerstörer sind: *Molinea coerulea; Aira fleruosa;* Arten von *Festuca; Nardus stricta.*

Die Torfzerstörer fallen nicht in den Bereich der Kartierung; die unterlagernden Böden sind nach der Art des Torfes oder, sofern er schon völlig zerkleinert ist, als Moorerde einzutragen.

Die Baumarten, welche die verlandeten Moore besetzen sind nach Klima und Torf verschieden; ihr Verhalten unterscheidet sich auf Humusboden nicht wesentlich von dem aut Mineralboden, und fallen die Veränderungen des Bodens unter Wald zusammen mit der Torfbildung aut trockenem Boden.

Die Torfbildung auf dem Trockenen.

Die Ablagerungen des Trockentorfes, besser Waldtorf, sind wiederholt beschrieben. Baumreste aller Art, namentlich Blätter und Nadeln, Zweige, Fruchtschuppen, Wurzeln, untermischt mit Resten der Bodenvegetation, bilden Torfschichten von wechselnder Mächtigkeit. Je nach Baumart und nach den torfbildenden Pflanzen, sind die Eigenschaften des Torfes verschieden, so daß man Buchen-, Fichten-, Birken-, Erlen- usw. Torf unterscheiden kann.

Solange man die Vorgänge der Zersetzung abgestorbener organischer Reste nur auf chemische Vorgänge zurückführte, befremdete die Torfbildung auf trockenem Mineralboden. Legt man jedoch die biologische Betrachtung zugrunde, so verlaufen Verwesung und Fäulnis gleichzeitig nebeneinander, und die Bildung des Trockentorfes erklärt sich in einfacher Weise[1]).

Nasse, baumbestandene Gelände hat man als Brücher bezeichnet. Am ehesten läßt sich dies für die Erlenbrüchen

---

[1]) Die ausführliche Begründung dieser Sätze würde hier zu weit führen; sie findet sich in der demnächst erscheinenden 3. Auflage meiner „Bodenkunde".

rechtfertigen; da jedoch die Erle wohl ins Wasser geht, aber ihren normalen Standort doch auf festem Boden hat, so liegt keine Notwendigkeit vor, die Ablagerungen der nassen und trockenen Wälder zu trennen.

Der Trockentorf ist eine selbständige Torfform und ist (sofern die Schichten mächtig genug sind) auch bei der Kartierung von anderen Torfarten abzutrennen.

Zerstörer des Trockentorfes sind namentlich *Deschampsia (Aira) flexuosa* und andere Gräser; unter ihrer Einwirkung gehen die schwächeren Torfablagerungen bald in Modererde über oder verfallen mehr oder weniger vollständig der Verwesung.

Die Hochmoore.

Als Hochmoor bezeichnet man die Ablagerungen der Reste von Moosen, namentlich Sphagneen und ihnen biologisch nahestehenden Arten. Die anderen Pflanzen der Hochmoore sind von geringer Bedeutung, und ihr biologisches Verhalten ist noch zu wenig bekannt, um sie zu berücksichtigen. Neben den Torfmoosen sind als Torfbildner der Hochmoore zu nennen: *Scheuchzeria palustris, Eriophorum vaginatum, Scirpus caespitosus.*

Die Torfmoose bilden eine Gruppe von Pflanzen, die biologisch von anderen Pflanzenvereinen durch die Unabhängigkeit ihrer Lebensbedingungen von anderen als klimatischen Einflüssen abweicht.

Die schwammige Beschaffenheit ihres Baues und besondere anatomische Eigentümlichkeiten befähigen die Sphagneen, Wasser zu speichern. Demselben Zweck dient auch der bültige Wuchs in trockenen Lagen [1]). Hierdurch machen sich die Sphagneen bis zu einem gewissen Grade unabhängig vom örtlichen Wassergehalt.

Der Bedarf der Torfmoose an mineralischen Nährstoffen ist gering, zu seiner Befriedigung genügt die überall vorhandene äolische Zufuhr; der Stickstoffbedarf wird wahrscheinlich überwiegend durch direkte Absorption von Ammon aus der Luft gedeckt, zum Teil auch aus den Stickstoffverbindungen der Atmosphärischen Niederschläge.

---

[1]) Die Torfmoose bilden zwei Arten von Bülten (C. Weber: Torfmoor von Augstumal, S. 22 u. 39). Die lockeren Bülten der nassen Hochmoore sind Folge von örtlich günstigen Wuchsbedingungen, zumal im Schutze von Heidesträuchern usw. Die festen Bülten der trockenen Lagen mit dicht zusammengedrängten Köpfen der einzelnen Moostriebe sind eine Form des Trockenschutzes und bestimmt, die Wasserkapazität zu steigern sowie die Verdunstuug herabzusetzen.

Durch die Fähigkeit, Wasser zu speichern und von den Mineralstoffen des Untergrundes unabhängig zu sein, charakterisieren sich die Torfmoore als eine eigenartige Pflanzenformation, die mit keiner anderen gleichgestellt werden kann, und deren Ablagerungen, als unter abweichenden Bedingungen entstanden, auch von allen anderen Humusformen abzutrennen sind.

Bisher nicht genügend bekannt ist die Biologie der anderen Bewohner des Hochmoores.

Das Wollgras, *Eriophorum vaginatum*, findet sich auch in Verlandungsbeständen und kennzeichnet sich durch zahlreiche und dichte Wurzeln als abhängig von der Ernährung aus dem Untergrunde. Wollgras wächst vereinzelt zwischen den Torfmoosen, im geschlossenen Bestande besiedelt es die nassen Stellen der Hochmoore. Es ist wahrscheinlich als ein Vertreter der Verlandungsbestände sehr nährstoffarmer Gewässer zu betrachten.

Scheuchzeria palustris kenne ich in ihrem Auftreten nicht hinreichend, um eine bestimmte Meinung zu äußern. Sie scheint aber noch mehr als Wollgras ein Vertreter der Verlandungsbestände zu sein.

Scirpus caespitosus zeigt sehr verschiedenes Verhalten, und ist es zweifelhaft, ob diese Pflanze als Vertreter der Verlandungsbestände oder als Torfzerstörer zu deuten ist. Das Vorkommen im Parvocaricetum schließt *Scirpus caespitosus* den Torfbildnern der Verlandungsbestände an, das Auftreten auf Hochmoortorf spricht dagegen eher dafür, in dieser Binse einen Torfzerstörer zu sehen. Nach AANESTAD [1]), den ich als sehr zuverlässiger Beobachter kennen lernte, tritt im Küstengebiete Norwegens *Scirpus caespitosus* überall im Hochmoor auf und verdrängt die Sphagneen, wenn die Schneebedeckung ungenügend wird. Die Sphagneen sind empfindlich gegen Freilage im Winter, sie leiden, wie der Norweger sagt, unter „isbrand“, der Wirkung der Sonnbestrahlung bei niederer Temperatur. Dies ist wohl die wichtigste Ursache, weshalb die Sphagneen sowohl im Hochgebirge wie im Norden nur wenig über die Wald- oder Buschwaldgrenze hinausgehen.

Das Verhalten der drei wichtigsten phanerogamen Begleitpflanzen der Torfmoose läßt eine endgültige Entscheidung noch nicht zu; treten sie geschlossen im oder auf dem Hochmoor auf, so sind sie als Unterabteilungen der Hochmoore zu behandeln.

---

[1]) Skogsgraensens Synkning. Tidsskr. for Skogbrug (Norwg.) 1905, S. 77.

Geologische Kartierung der Humusablagerungen.

Die geologische Kartierung der humushaltigen oder humosen Ablagerungen hat demnach folgende biologische Gruppen zu berücksichtigen. Die selbständige Ausscheidung der Unterabteilungen wird man von ihrer Verbreitung und Wichtigkeit und endlich von den Zielen der Aufnahme abhängig machen:

1. Schlammablagerungen,
2. Verlandungsmoore mit den Untergruppen:
   Torf, hervorgegangen aus:
   a) Phragmitetum,
   b) Cyperacetum (Caricetum),
   c) Hypnetum,
   Modererden,
3. Waldtorf, einschließlich der Brücher,
4. Hochmoortorf.

Es ist nicht zu verkennen, daß die vorgeschlagene Einteilung der Moore sich wieder den Anschauungen von LESQUEREUX nähert. Der wesentlichste Unterschied gegenüber der herrschenden Einteilung ist im Wegfall der Zwischenmoore zu sehen, für die bei der schärferen Trennung von Verlandungsmooren und Hochmooren kein Platz mehr bleibt. Bisher sind als Zwischenmoore zumeist Hypneten, dann Teile des Parvocaricetum und Humusböden mit torfzerstörenden Pflanzen bezeichnet worden.

Beginnende Hochmoorbildungen sind nach den allgemeinen Grundsätzen zu behandeln. Ist ihre Mächtigkeit zu gering, um eingetragen zu werden, so fallen sie aus; ist die Mächtigkeit ausreichend, so ist Hochmoor auf Verlandungsmoor oder auf Waldtorf einzutragen.

[Manuskript eingegangen 10. Januar 1910.]

7. Beziehungen zwischen Klima und dem Aufbau der Moore.

Von Herrn E. Ramann in München.

Die Beziehungen zwischen Klima und Verbreitung der Moore sind schon von den ersten Moorforschern erkannt worden. Für alle biologischen Fragen, insbesondere für die Pflanzenwelt, sind Temperatur, Höhe und zeitliche Verteilung der Niederschläge, Verdunstung die drei wichtigsten Faktoren. Es ist bedauerlich, daß die meteorologischen Zusammenstellungen für die wichtige Bestimmung der Verdunstung versagen, und daß selbst so einfache Aufstellungen wie Sättigungsdefizit oder die noch aufnehmbaren Gramm Wasser für ein Kubikmeter Luft nicht veröffentlicht werden.

Im allgemeinen wird man sich den Ausführungen C. Webers anschließen können und das Wachstum der großen Hochmoore als eine Funktion des Klimas anzusprechen haben[1]). Dagegen ist bisher nicht untersucht, in welchem Umfange durch die moorbildenden Pflanzen und die Eigenschaften ihrer Ablagerungen Änderungen der Hochmoor-Flora hervorgerufen werden können.

An das Vorkommen von Baumresten in Hochmooren verschiedener Gegenden und an die Grenztorfschicht in den norddeutschen Hochmooren knüpfen sich umfangreiche Erörterungen über anzunehmende Klimawechsel.

Die Torfhügel der nordeuropäischen Tundra.

Die Hügeltundra, die an der Nordgrenze Europas breiten Raum einnimmt, bietet dem Auge das Bild einer Reihe von Torfhügeln oder besser Torfwällen, die annähernd gleiche Höhe erreichen und zumeist an der Oberfläche nackten, freiliegenden Torf tragen; sie ist mithin eine abgeschlossene Torfbildung mit an der Oberfläche abgestorbenen Moorpflanzen. In den mäandrisch gewundenen Rillen, welche die Wasserabfuhr ver-

---

[1]) Hochmoor von Augstumal.

mitteln, wächst Wollgras und Sphagnum reichlich, an den Hängen der Torfhügel sprossen Zwergbirke und Krähenbeere. Da mir eine gute Abbildung der Torfhügeltundra bisher nicht bekannt geworden ist und da auch Photographien wegen der ungenügenden Farbenkontraste keine richtige Vorstellung vermitteln, ließ ich unter Zuhilfenahme von solchen Photographien das Habitusbild einer Hügeltundra farbig herstellen.

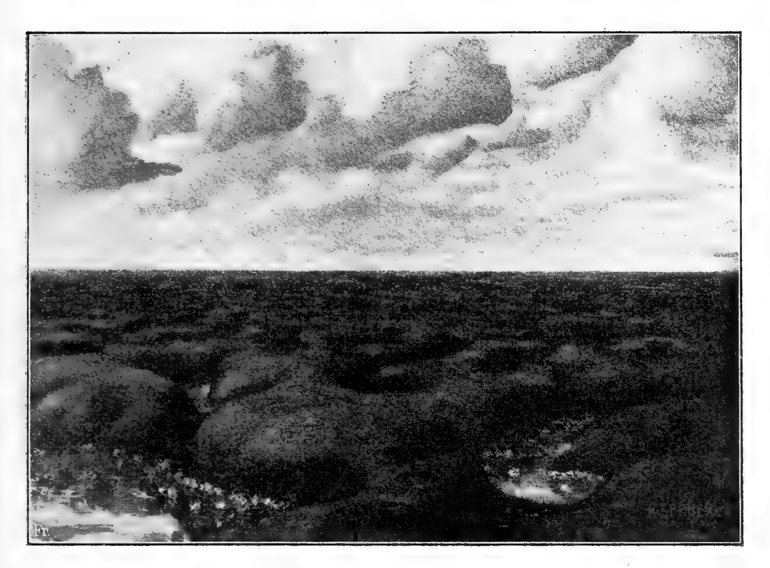


Fig. 1.

Torfhügeltundra (Habitusbild).

Trotzdem in der Tundra ein völliger Wechsel der Vegetation eingetreten und der frühere torfbildende Sphagnumbestand an der Oberfläche der Torfhügel vernichtet ist, habe ich in keinem Reiseberichte die Annahme einer Klimaänderung zur Erklärung gefunden. Die Ursachen des Absterbens der Torfmoose lassen sich unzweifelhaft erkennen; es ist das Ansteigen des Eisbodens unter der Torfschicht und das Überwachsen der Sphagneen durch Flechten, besonders durch *Lecanora tartarea*, die lebende und leblose Körper in jenen Regionen gleichmäßig überzieht[1]).

[1]) Vergl. KIHLMAN: Pflanzenphysiolog. Stud. aus Russisch-Lappland.

Über die Bildung und den Aufbau der Torfhügel mögen folgende kurze Angaben genügen. Im westlichen Lappland kann man die Bildung von Torfhügeln an sehr vielen Stellen in allen Stadien verfolgen, wenn auch die Sphagneen weniger vorherrschend sind, als man erwarten sollte.

Der Ausgangspunkt der Hügel sind ebene Lagen und flache Seen, im letzten Falle finden sich namentlich Hypneten, aber mit ausgesprochen hügeligem oder wallförmigem Wuchse der die Wasserfläche überragenden Torfmassen. Reusch beschreibt ähnliche Formen wiederholt aus dem westlichen Nordnorwegen.

Auf dem Trocknen sind zumeist Sträucher, zumal *Betula nana*, der Ausgangspunkt des Mooswuchses. Unter den älteren Moorhügeln findet sich fast stets eine mehr oder weniger mächtige Schicht von Reisertorf *(Betulu nana, Empetrum nigrum)*.

Das Innere der Torfhügel ist Eisboden. In Lappland findet sich während des ganzen Jahres-Eis wohl nur unter Torf; auf Mineralboden ist es sehr selten, auf nassen Stellen nie vorhanden. Durch das Hochwachsen der Torfes steigt die Eisschicht immer mehr an, die Versorgung der Sphagneen mit Wasser gestaltet sich ungünstiger, und dies führt dazu, die Flechten herrschend zu machen. Die Torfmoose werden überwachsen und getötet. Die großen Unterschiede in der Wasserkapazität zwischen dem wasserreichen Torfe und den trocknen Flechten veranlaßt, daß die Flechtenschicht bei Frost abgesprengt und vom Winde entführt wird; der Torf liegt dann bloß zu Tage.

In den tieferen Lagen zwischen den Torfwällen sammelt sich Wasser an, welches langsam abfließt und Gelegenheit gibt, daß am Hange der Torfwälle durch die Wirkung des Frostes Stücke abgesprengt werden; man findet oft Spalten im Torfe, welche den Rüllen parallel laufen und halb abgesprengte Torfstücke an den Seiten. In den Rüllen wachsen *Sphagnum* (zumeist *Sphn. Sternbergii*), Wollgras usw. gut, am unteren Teile der Hänge der Wälle sind Moose und namentlich Reiser im üppigen Wuchse. Es sind dies typische Beispiele der „regressiven Moorbildung", der Zerstörung vorhandener Torfschichten namentlich durch Frostwirkung.

Die Beziehungen zwischen Eisboden und Absterben der Torfmoose treten überall zutage. Die Hügel sind bis zu 30—40 cm aufgetaut, darunter liegt ein fester Eiskern. Das Absickern der atmosphärischen Niederschläge erfolgt in den schmalen, selten über 10—30 m breiten Wällen leicht, und die kapillare Wasserleitung reicht nicht aus zur Versorgung der Feuchtigkeit fordernden Torfmoose.

Die Abtötung der Sphagneen erfolgt daher in der Hügeltundra durch Emporrücken des Bodeneises; es ist ein Vorgang, der durch physikalische Wirkungen hervorgerufen wird, die von der emporwachsenden Vegetation und den Eigenschaften des Torfes (geringe Wärmeleitung) veranlaßt sind.

Es mag noch bemerkt werden, daß der fortschreitende Rückzug der nördlichen Waldgrenze durch Versumpfung und Vorrücken des Hochmoores bewirkt wird und mit Klimaänderungen nicht in Beziehung steht.

Die Hochmoore.

Da der Sphagnumwuchs der meisten Hochmoore Mittel- und zum Teil auch Nordeuropas nicht mehr die einstige Üppigkeit besitzt, nahm man an, die Jetztzeit entspreche einer Trockenperiode, die durch ihr Klima den Rückgang der Hochmoorbildung involviere.

Beobachtungen, die ich während einer Reise nach den russischen Ostseeprovinzen machte, ließen mich die Richtigkeit dieser Hypothese zuerst bezweifeln. Ich hatte nämlich Gelegenheit, dort nebeneinander in vollem Wuchse begriffene; heidewüchsige und waldbestockte Hochmoore, kennen zu lernen. Die räumliche Entfernung war sicher so bedeutungslos, daß ein wirksamer Unterschied in den klimatischen Verhältnissen der einzelnen Moore nicht vorhanden sein konnte. Unter Wald war der Charakter des festen Hochmoortorfes nahezu verloren gegangen, er machte den Eindruck lose zusammengelagerter Bruchstücke und Zweige von *Sphagnum*.

In den kleinen Waldmooren Norddeutschlands mit ihrem oft sehr üppigen Wachstum der Sphagneen sind keine Anhaltspunkte dafür zu finden, daß das herrschende Klima der Hochmoorbildung ungünstig wäre. Dies führte zur Untersuchung der Frage, ob nicht im Hochmoor selbst Ursachen vorhanden seien, die seine weitere Entwicklung beeinflussen.

Der typische Bau der norddeutschen Moore, denen sich die süddeutschen und österreichischen ähnlich verhalten, ist bekannt. Eine Waldtorfschicht oder ein Verlandungsmoor bildet das Liegende; es folgt eine mächtige Schicht von stark zersetztem Sphagnumtorf („älterer Moostorf“ nach Weber), der durch eine Zwischenlage („Grenztorf“) von wenig zersetztem, stark porösem Sphagnumtorf („jüngerer Moostorf“) getrennt und von einer Torfschicht überlagert wird („Bunkerde“), die von der zur Zeit herrschenden Vegetation, Heide, Flechten usw., gebildet ist. Die „Grenzschicht“ zeigt Reste der-

selben Pflanzen, die heute die meisten Moore bedecken, und daher ist der Schluß berechtigt, daß sie unter ähnlichen Bedingungen wie die zur Jetztzeit vorhandenen gebildet wurde.

Es ergeben sich demnach für die Mehrzahl der großen Hochmoore zwei Perioden vorherrschenden und zwei Perioden geringen Wachstums der Sphagneen entsprechend einer starken und schwachen Torfbildung.

Die Erfahrungen der Moorkultur haben gelehrt, daß die kapillare Hubhöhe des Wassers im porösen Sphagnumtorfe durchaus nicht so groß ist, als man angenommen hat; daß eine Entwässerung von weniger als Metertiefe schon ausreicht, die Wasserzufuhr unter den in Norddeutschland herrschenden Verhältnissen für eine kräftige Vegetation ungenügend zu gestalten. Es ist nicht anzunehmen, daß die Verdunstung der nassen Sphagnumdecke geringer ist als die einer anderen Pflanzendecke. Es wird daher Wassermangel eintreten, wenn die Schichten des Moortorfes eine größere Mächtigkeit erreichen. Die Sphagneen können dann nicht mehr aus den tieferen Schichten mit Wasser versorgt werden und sind auf jene Mengen angewiesen, die sie in ihrer wachsenden Schicht festzuhalten vermögen. Es werden dann zwei wasserreiche Lagen vorhanden sein, eine tiefliegende und die Oberschicht, beide durch trockneren Torf getrennt. Es trifft sich sehr günstig, daß POTONIÉ [1] kürzlich diese Beobachtung in kanadischen Hochmooren direkt gemacht hat.

Erreicht die Schicht des porösen Moortorfes größere Mächtigtigkeit, so tritt in trockeneren Zeiten Wassermangel für die Sphagneen ein, der schließlich einer anderen Flora zur Herrschaft verhilft. Diese wird so lange dauern, bis der Sphagnumtorf durch Zersetzung sein Volumen verringert hat und hierdurch für Wasser schwer durchlässig wird; dann sind wieder die Voraussetzungen für einen üppigen Wuchs der Torfmoose gegeben: die Torfablagerung beginnt von neuem.

Einem solchen Turnus entspricht tatsächlich der Bau unserer meisten Moore.

Der untere Moortorf ist stark zersetzt und in eine homogene Masse von sehr hoher Wasserkapazität umgewandelt. Man kann diese Lagen, die oft nur 8 % Trockensubstanz enthalten, einem Wasserreservoire vergleichen. Zur Zeit seiner Ablagerung aber ist dieser Torf wohl ebenso porös gewesen, als der jüngere Moortorf es zumeist noch ist. Hält man diese Annahme nicht für zulässig, dann müßten ganz abweichende

[1]) Sitzb.-Ber. preuß. Akad. d. Wiss. 1908.

Verhältnisse der Vertorfung geherrscht haben, was doch unwahrscheinlich ist. Mit der fortschreitenden Verwitterung des älteren Moortorfes wird eine wesentliche Verminderung des Volumens, ein Zusammensacken des Torfes verbunden gewesen sein, wodurch die Wasserversorgung der nun einsetzenden Sphagnumvegetation so lange gesichert war, bis die neu gebildete Torfschicht wieder zu mächtig wurde. Es ist also anzunehmen, daß in der Entwicklung der Torfmoore dieser Vorgang wiederholt auftreten kann, ohne daß deshalb eine Änderung der klimatischen Verhältnisse angenommen werden muß.

Für die gegebene Erklärung spricht auch, daß wir in der Lage sind, für einzelne Moore die Zeit der Grenztorfbildung festzulegen. Die Moordämme, darunter solche unzweifelhaft aus römischer Zeit, sind auf oder in der Grenztorfschicht angelegt. Es kann dies nicht wundernehmen, denn ein Bohlweg in einem üppig wachsenden Sphagnummoor würde einsinken und mindestens während des größten Teiles des Jahres unter Wasser stehen, d. h. seine Anlage würde sich überhaupt nicht gelohnt haben. Ein großer Teil des „jüngeren Moortorfes“ muß sich demnach im Verlaufe der letzten zwei Jahrtausende gebildet haben.

Es würde nun schwer sein, die Annahme zu begründen, daß zwischen der Zeit der römischen Einbrüche in Deutschland und der Jetztzeit eine wesentlich feuchtere Zeit bestanden hat als heute. Der oft angeführte Rückgang der Verbreitung des Weinbaues erklärt sich hinreichend aus den wirtschaftlichen Verhältnissen und würde zudem eher auf eine wärmere und trocknere, also für die Torfbildung ungünstige Periode deuten. Es ist daher vorzuziehen, die Schichtenfolge der Hochmoore durch kontrollierbare Eigenschaften und nicht durch einen hypothetischen Klimawechsel zu erklären.

Die Mächtigkeit der Moortorfschicht, bei der die ungenügende Versorgung der Sphagneen mit Wasser einsetzt, ist verschieden nach der Menge der Niederschläge, der Verdunstung und der räumlichen Ausdehnung der Moore. In einem kleinen Hochmoor von geringem Umfange werden 40—60 cm Moostorf genügen, den Sphagnumwuchs zu hemmen, in einem sehr ausgedehnten Hochmoore wird dagegen die Wasserabfuhr stark verlangsamt, der Wasserspiegel kann viel höher ansteigen und damit auch die Moostorfschicht viel größere Mächtigkeit erreichen.

Vieles spricht dafür, daß die Zeiten der verminderten Torfbildung länger dauernde sind als die des raschen Wachstums der Sphagneen. Es hat wenig Wahrscheinlichkeit

für sich, daß die Verwitterung und Umlagerung des porösen Moostorfes ohne Mithilfe von tiefwurzelnden Pflanzen rasch fortschreitet; die Erfahrung lehrt, daß z. B. an Baumstämme die Struktur lange erhalten bleibt. Ist auch der Moostorf viel leichter veränderlich als etwa ein Kiefernstamm, so scheint es doch richtiger, auch hier mit langen Zeiträumen zu rechnen. Es erklärt sich hieraus, daß die Zahl der im raschen Wachstum befindlichen Moore klein, die der stagnierenden groß ist.

Die skandinavischen Moore mit ihren Zwischenlagen von Baumschichten sind mir nicht hinreichend bekannt, um über diese Vorkommen eine bestimmte Meinung zu äußern; soweit ich sie kennen gelernt habe, glaube ich aber ähnliche Ursachen des Vegetationswechsels annehmenzu dürfen, wie sie im vorstehenden für die mitteleuropäischen Verhältnisse entwickelt worden sind.

Bis zu einem gewissen Grade mag auch der Einfluß des Menschen mitgewirkt haben, das Wachstum der Sphagneen zu schädigen; dies kann aber nur für kleinere und die Grenzgebiete größerer Moore gelten.

Die Erscheinung daß in der Regel nur eine Grenztorfschicht vorhanden ist, läßt sich aus dem jungen geologischem Alter der Moore erklären, die als postdiluviale Bildungen sich unter sehr ähnlichen Bedingungen gebildet haben.

Das Ergebnis der Ausführungen läßt sich etwa wie folgt zusammenfassen:

1. Die Änderung der Hochmoorflora kann in einem Ansteigen von Eisschichten unter der Vegetation und die damit Hand in Hand gehende Minderung der Wasserzufuhr durch kapillaren Aufstieg begründet sein; das ist der Fall bei den Torfhügeln der Tundra. Dieser Vorgang wird ermöglicht durch die physikalische Eigentümlichkeit des Torfes, als Isolierschicht für Wärme zu wirken.
2. In den mitteleuropäischen Hochmooren ist der Florawechsel und die Schichtenfolge der Moore bedingt durch die physikalischen Eigenschaften des Moostorfes dessen kapillare Wasserhebung zur Versorgung des Sphagneen in trocknen Zeiten versagt, sobald die Mächtigkeit der porösen Moostorfschicht eine bestimmte Höhe erreicht.
3. In beiden Fällen ist die Annahme eines Klimawechsels zum Verständnis des Schichtenbaues und des gegenwärtigen Zustandes der Moore unnötig.

Manuskript eingegangen am 10. Januar 1910.]

8. Was lehrt der Aufbau der Moore Norddeutschlands über den Wechsel des Klimas in postglazialer Zeit?

Von Herrn C. A. Weber in Bremen (Moor-Versuchs-Station).

Die Vorstellung, die ich mir von den Veränderungen des nach der letzten Eiszeit wieder gemäßigt gewordenen Klimas unseres Landes gebildet habe, knüpft an Beobachtungen an, die ich bei Untersuchungen über den Aufbau von Mooren Norddeutschlands gemacht zu haben glaube. Ich bin daher genötigt, zur Begründung meiner Meinung diesen Aufbau und die Umstände, die auf seine Gestaltung in Einzelfällen Einfluß haben, darzulegen, soweit es der zur Verfügung gestellte Raum gestattet[1]).

Bei Moorbildungen handelt es sich bekanntlich um die natürliche Aufhäufung toter Pflanzenmassen, die sich unter dem Einflusse dauernder und mindestens zeitweilig großer Feuchtigkeit in Torf verwandeln.

Durch die Aufhöhung wird die Lage der Oberfläche des Geländes zum Grundwasser oder zum Spiegel des den Boden bedeckenden Wassers geändert. Das Gewässer wird flacher, es wird endlich durch die organogenen Massen gänzlich ausgefüllt. Die Humusablagerung kommt aber, wenn diese Stufe erreicht ist, nicht zum Stillstand, sondern geht in unserm Klima weiter, so daß sich das Moor über den Spiegel des ehemaligen Gewässers beziehungsweise über den ursprünglichen Grundwasserstand erhebt, und seine Abwässerung erfährt eine entsprechende Änderung.

Dieser Wechsel der Feuchtigkeitsverhältnisse bedingt einen Wechsel in der lebendigen Vegetationsdecke, in den Pflanzenvereinen, deren tote Reste das Moor bilden. Denn in flacher

---

[1]) Ich werde in meinen Ausführungen hier und da genötigt sein, Untersuchungen über das in Rede stehende Thema zu streifen, die ich seit längerer Zeit verfolge, aber noch nicht habe vollenden können. Ich bitte, die bezüglichen Bemerkungen als vorläufig zu betrachten, und werde ausführliche Mitteilung nach Abschluß der Einzelarbeiten machen, sowie Zeit und Umstände es mir gestatten.

gewordenem Wasser können Pflanzen Fuß fassen, die in tieferm Wasser nicht zu gedeihen vermögen, und indem sie es tun, verdrängen sie die Pflanzen des tiefern Gewässers. Erhebt sich aber die Mooroberfläche über dessen Spiegel oder über den des Grundwassers, so treten noch andere Pflanzen auf, die weniger Nässe ertragen, und verdrängen die des seichten Wassers. Haben sie nun das Moor noch weiter aufgehöht, so daß die Wurzeln auch das im Boden kapillar aufsteigende Grundwasser während der warmen Jahreszeit nicht mehr genügend erreichen können, so werden sie selber wieder durch Pflanzen ersetzt, denen das Wasser der atmosphärischen Niederschläge zu ihrem Gedeihen genügt.

Daher müssen sich während der Mooranhäufung auch unter gleichbleibenden klimatischen Bedingungen an derselben Stelle verschiedene Pflanzenvereine nacheinander ablösen, die wir nach ihren Beziehungen zum Wasser in absteigender Reihe als limnische, telmatische, semiterrestrische und terrestrische bezeichnen, und da jede dieser Pflanzenvereinsklassen eigentümliche, von den anderen sich deutlich unterscheidende Torfarten hinterläßt, so muß sich auch unter nicht wechselnden klimatischen Verhältnissen dennoch ein Wechsel in den das Moor anfbauenden Torfschichten vollziehen.

Gleichzeitig mit der steten Veränderung in der Feuchtigkeit des Ortes erfolgt eine ebensolche in dem Gehalte des sich anhäufenden Moorbodens an mineralischen Pflanzennährstoffen.

Nämlich die ersten Pflanzengenerationen beziehen diese aus dem ursprünglich vorhandenen Gewässer oder dem minerogenen Untergrunde, der damals die Oberfläche des Geländes war. Aber in dem Maße, wie sich der Moorboden erhöht, wird den Wurzeln der auf ihm lebenden moorbildenden Pflanzen der Zugang zu diesen Nährstoffquellen erschwert. Sie sind endlich darauf angewiesen, ihre Nahrung ausschließlich aus dem Moorboden zu beziehen, zumal sobald dieser sich so weit erhöht hat, daß die Wurzeln nicht mehr das in ihm kapillar aufsteigende oder in ihn seitwärts eindringende und ihn durchtränkende, verhältnismäßig fruchtbare Grundwasser erreichen können. Der Moorboden gibt indessen nur einen kleinen Teil der in den toten Pflanzenresten aufgespeichert bleibenden mineralischen Nährstoffe an die Wurzeln lebender Pflanzen ab, und es ist leicht einzusehen, daß die Möglichkeit der Aufnahme solcher für jede folgende Generation während der fortschreitenden Mooraufhäufung geringer wird, daß endlich die Vegetation fast einzig auf die spärlichen Nährstoffmengen angewiesen ist, die

von der Atmosphäre mit dem Staube und den wässerigen Niederschlägen herbeigeschafft werden.

Nun aber sind die Ansprüche der verschiedenen natürlichen Pflanzenvereine an den Nährstoffgehalt ihrer Unterlage verschieden groß. Es gibt in jeder Feuchtigkeitsklasse solche mit höheren und solche mit niedrigeren Ansprüchen, und man kann sie mit Bezug hierauf in absteigender Reihe als eu-, meso- und oligotraphent bezeichnen.

Es erhellt, daß sich in dem Maße, wie die Aufhäufung der Moormasse fortschreitet, nicht nur ein Wechsel in den Feuchtigkeitsklassen der Pflanzen vollziehen muß, sondern daß auch der Boden vermöge der von ihm gebotenen Nährstoffmengen eine Auswahl unter den von jeder Klasse zur Verfügung gestellten Vereinsarten trifft, deren jede dem von ihr hinterlassenen Torf ein eigentümliches Gepräge verleiht. Die räumlich und zeitlich in einem Moore aufeinander folgenden Torfschichten stellen nach ihrem relativen Gehalt an Pflanzennährstoffen eine absteigende Reihe dar, deren Hauptstufen wir übereinstimmend mit den sie erzeugenden Pflanzenvereinen als eu-, meso- und oligotroph bezeichnen.

Nun hängt bekanntlich die Menge der organischen Masse, die die Pflanzen unter gleichen sonstigen Daseinsbedingungen hervorbringen, von der Menge aufnehmbarer Nahrung ab. Demgemäß findet unter gleichen Konservierungsbedingungen der toten Reste eine um so raschere Aufhäufung und ebenso eine um so raschere Änderung der Wasserverhältnisse eines Moores statt, je günstiger die Nahrungszufuhr zu der torfbildenden Vegetation ist.

Da nun die Menge und Art der Nahrungszufuhr in den verschiedenen Bezirken eines Landes, in denen Moorbildung stattfindet, ebenso erhebliche Verschiedenheiten aufweist wie die die Bildung beeinflussende Feuchtigkeit, so ergibt sich, daß beide Faktoren allein in ihrem wechselnden Zusammengreifen auch in einem sich beständig gleichbleibenden Klima eine Vielgestaltigkeit in dem Aufbau der Moore verschiedener Örtlichkeiten bewirken müssen, die sich nicht allein auf die vertikale, sondern auch auf die horizontale Gliederung ihres Baues erstreckt.

Um das letztere etwas näher zu erläutern, sei erwähnt, daß z. B. in einem Seebecken die rascheste Ablagerung eutropher Moorbildungen da vor sich geht, wo ein nährstoffreicher Grundwasserstrom hervortritt, wofern Strömung, Wellenbewegung und Tiefe des Gewässers nicht hemmend wirken. Hat sich aber an jener Stelle eine ausgedehnte Moorfläche gebildet, so läßt

ihre Vegetation nur das seiner Nährstoffe größtenteils beraubte Wasser in das Innere des Beckens gelangen. Sind nun keine anderen Quellen vorhanden, die dem See nährstoffreicheres Wasser zuleiten, so kann jene Moorbildung veranlassen, daß sich im übrigen Teil des Beckens unter sonst gleichen Wasserverhältnissen wie am Rande statt eutraphenter vielmehr meso- und selbst oligotraphente Pflanzenvereine ansiedeln, so daß man nach vollendeter Verlandung des Sees zu einer gewissen Zeit der Entwickelung des Moores in derselben horizontalen Ebene am Rande eutrophe, im mittlern Teile der Niederung aber ebenso mächtige oder noch mächtigere meso- und oligotrophe Torfschichten antrifft, ein Fall, der in unserm Gebiete nicht selten ist. Man kann gelegentlich wahrnehmen, daß in benachbarten Niederungen, die beide durch Vermoorung verlandete Seen enthalten, in vertikaler wie in horizontaler Richtung die größten stratigraphischen Verschiedenheiten obwalten, die auf scheinbar geringfügige Unterschiede in den allgemeinen Bedingungen wie in den räumlichen und zeitlichen Ausgangspunkten der Moorbildung zurückzuführen sind.

Die schier unübersehbare Mannigfaltigkeit, die sich demnach in dem Aufbau der Moore eines Landes auch unter einem unverändert bleibenden Klima entfalten muß, wenn allein das Gesetz normaler Moorbildung wirkt, nach dem sich Torfarten der nässeren beständig durch solche minder nasser Verhältnisse und zugleich nährstoffreichere durch nährstoffärmere im Aufbau der Moore ablösen, wird nun noch verwickelter, sobald Veränderungen in den ursprünglichen Wasserverhältnissen des Moorgeländes und seiner Umgebung hinzukommen, die weder durch die regelmäßige Aufhöhung des Moorbodens noch durch Klimaveränderungen bedingt sind.

Derartige Änderungen haben in der Nähe unserer Küsten stattgehabt, indem sich das Land senkte. In den Stromtälern kamen sie dadurch zustande, daß der Fluß zwischen den ihn einschließenden Uferwällen sein Bett langsam erhöhte und das hinter ihnen liegende Gelände zunehmend versumpfte. Sie vollzogen sich in den Talkesseln des Hügellandes, indem sich deren Ausflüsse zeitweilig oder dauernd verstopften, sei es durch Pflanzen- oder Schuttbarren, oder durch Moorbildungen in dem Auslauf selber oder dergleichen, wozu noch recht häufig bei uns die seit dem elften und zwölften Jahrhundert errichteten Staue für die Anlage von Wassermühlen kommen.

In allen diesen Fällen handelt es sich im wesentlichen um eine Umkehrung der normalen Schichtenfolge, indem sich

über den Torfbildungen aus einer minder hydrophilen solche aus einer mehr hydrophilen Vegetation ablagerten: über terrestrischen folgten semiterrestrische und selbst telmatische oder limnische, je nach der bewirkten Erhöhung des Wasserstandes, über oligotrophe oft unmittelbar eutrophe. In den Küstenbezirken verraten die jüngeren Auflagerungen nicht selten durch ihre organischen Einschlüsse die Einwirkung des Meerwassers.

Aber auch an entgegengesetzten Erscheinungen mangelt es nicht. In den Kesseln des Hügellandes ist nicht selten ein Gewässer, an dessen Rändern ausgedehnte Moorablagerungen stattgefunden haben, durch diese zunächst höher gedrängt worden, durchsägte dann eine Barre und nahm in der Folge einen niedrigern Stand als zuvor an, Vorgänge, die natürlich ihre Spuren in dem Aufbau des Moores hinterlassen haben, wenn sie hinreichend lange Zeit zu wirken vermochten. Die richtige Deutung dieser Spuren ist jedoch oft nur durch umfangreiche und gründliche Untersuchungen des ganzen in Betracht kommenden Gebietes zu finden, zumal wenn sie unter einer Decke jüngerer Moorbildungen begraben liegen.

Umkehrung der normalen Schichtenfolge wird nach dem Gesagten immer auf eine Lagenveränderung der Mooroberfläche zu dem Wasserhorizonte, der vorher bestand, schließen lassen. Es wäre aber voreilig, zu meinen, daß sie nur durch die angeführten Ursachen hervorgerufen würde. Sie tritt auch in Mooren auf, bei denen keine Veränderung des mittlern Wasserspiegels während der Zeit ihrer Bildung stattgefunden hat, insbesonders bei Schwingrasenbildungen.

Ein solcher Schwingrasen stellt nämlich eine durch Verwebung der unterirdischen Triebe filzige, schwimmende Pflanzendecke dar, über der sich semiterrestrische, sogar oligotrophe, Bildungen wie auf einem Floß ablagern können, bis die aufgelagerte Last das Floß zum Sinken bringt. Telmatische oder selbst limnische eutrophe Schichten häufen sich darnach über den versunkenen semiterrestrischen und oligotrophen auf, die nunmehr als fremdartige Zwischenlagen jener erscheinen.

Erscheinungen, die der eben erwähnten in verschiedenen Abstufungen ähneln, können weiterhin dadurch zustande kommen, daß der Druck der aufgehöhten Torfmassen weiche Lagen von Mudde oder anderen breiigen Torfmassen unter ihnen beiseite schiebt, sobald diesen die Gelegenheit zum Ausweichen gegeben wird, sei es durch Nachgeben der an anderen Stellen minder hoch abschließenden Decke oder beim Anschneiden des Moores durch Erosionsvorgänge oder durch menschliche Einwirkung.

Schematisches Profil eines norddeutschen Moores mit abgeschlossener Entwicklung.

Unter Andeutung des Mächtigkeitsverhältnisses der Schichten bei ungefähr 7 m Gesamtmächtigkeit.

Torfbildungen	Schicht	Bildung	
Oligotrophe Torfbildungen	1. Jüngerer Sphagnumtorf (Sphagnetumtorf).	Semi-terrestrische	
	Scheuchzerieto-Sphagnetumtorf.	Telmatische od. semiterrestr.	
	2. Grenzhorizont: Eriophoretumtorf, (Wollgrastorf) aus *E. vaginatum*, Callunetumtorf usw.	Terrestrische	
	3. Älterer Sphagnumtorf (Sphagnetumtorf.)	Semi-terrestrische	
Mesotrophe Torfbildungen	4. Scheuchzerietumtorf, Cariceto-Sphagnetumtorf od. Eriophoretumtorf aus *E. vaginatum* usw.	Telmatische oder Semiterrestr.	
	5. Pineto-Betuletumtorf (Föhren- u. Birkenwaldtorf), oben meist mit einer Lage von Föhrenstubben, darunter oft 1 bis 2 Brandlagen.	Terrestrische	
	6. Alnetumtorf (Bruchwaldtorf).	Semi-terrestrische	
Eutrophe Torfbildungen	7. Phragmitetumtorf (Schilftorf).	Telmatische	Aquatische Bildungen
	8. Torfmudde.	Limnische Bildung	
	9. Lebermudde.		
	10. Kalkmudde.		
	11. Tonmudde.		
	12. Diluvialboden.		

Man versteht, daß auch diese Erscheinungen alle den Aufbau der unter unverändertem Klima entstandenen Moore verwickeln müssen, und zwar um so mehr, sobald sich dazu die erwähnten absoluten Veränderungen des Wasserspiegels gesellen.

Nichtsdestoweniger gibt es in unserm ausgedehnten Flachlande — und zwar vielleicht weit häufiger als anderwärts, zumal in Gebirgsländern — eine Menge von Mooren mit ungestörtem normalen Aufbau ohne allzu schwer erkennbare und richtig zu beurteilende Komplikationen dieser oder anderer Art, und sie sind es, an die wir uns in erster Reihe zu wenden haben, um zu erkennen, ob und wie sich ein Wechsel des Klimas in ihrer Stratigraphie kund gibt.

Die ältesten norddeutschen Moore lassen, wenn sie aus einem Gewässer hervorgegangen und bis zur Ausbildung extrem oligotrophen Torfs in Gestalt von Sphagnumtorf*) vorgeschritten sind, etwa den folgenden Aufbau erkennen.

(Siehe das Profilschema auf Seite 148.)

Zur Erläuterung dieses Profils sei zunächst folgendes bemerkt:

Wenn ich die Entwicklung eines derartigen Moores als abgeschlossen bezeichne, so soll damit nicht gesagt sein, daß keine weitere Anhäufung von Torf mehr auf ihm statthat. Vielmehr erhöht sich ein solches Moor, solange keine störenden Eingriffe erfolgen, beständig, indem durch das alljährliche Wachstum des Sphagnetums, das diese Art Moore von Natur bekleidet, und durch das Absterben der unteren Teile der Moorpflanzen in jedem Jahre die Mächtigkeit der obersten Torfschicht vergrößert wird. In ähnlicher Weise erfolgt alljährlich eine peripherische, transgressive Erweiterung der Schicht.

Darin wird nichts geändert, wenn das Hochmoor, wie man ein derartiges Moor wegen seiner gewölbten Gestalt nennt, so hoch aufgewachsen ist, daß seine weiche, breiige Masse genötigt ist, eine andere Gleichgewichtslage einzunehmen, indem die hochgewölbte Kalotte in einen flachgewölbten Kuchen übergeht. Die mit dem Auseinandergleiten der Masse verbundene Oberflächenvergrößerung äußert sich gewöhnlich in der Weise, daß man über das Moor parallel mit den Rändern laufende, meist etwas

---

*) Es sei mir mit Rücksicht auf den Wohllaut gestattet, zuweilen statt der korrekteren Benennung einer Torfart mit dem sie erzeugenden Pflanzenverein, der durch die Endung -etum bezeichnet wird, einfach nur den Namen derjenigen Pflanze in Verbindung mit dem Worte Torf zu benutzen, die in der Zusammensetzung der betreffenden Torfart quantitativ vorherrscht. In diesem Sinne brauche ich Sphagnumtorf = Sphagnetumtorf, Phragmitestorf = Phragmitetumtorf usw.

unregelmäßig gestaltete nasse Schlenken sich ziehen sieht, die den Haupt-Reißlinien entsprechen. Sie sind durch die etwas höheren Schollen der alten Oberfläche geschieden, die sich mit Heidesträuchern und anderen mehr Trockenheit liebenden oligotraphenten Pflanzen bedecken und ebenfalls den Moorrändern parallel laufende Bultreihen oder Bultstreifen darstellen, welche den Rand des Moores zuweilen deutlich staffelartig erscheinen lassen[1]).

Eine Unterbrechung der Sphagnumtorfbildung wird durch diese Gestaltänderung des Moores nicht bewirkt. Nur wenn sich die Erscheinung zu einem Moorausbruche in dem Umfange wie bei irischen Hochmooren steigert, wobei die ganze Masse des Hochmoores plötzlich ausfließt, kann man von einem Ende des Moores in einem gewissen Sinne reden.

Mit der Bezeichnung „Abschluß der Moorbildung“ soll nur angedeutet werden, daß, wofern nicht mittelbare oder unmittelbare Eingriffe des Menschen oder ein Moorausbruch beziehungsweise irgend welch anderer gewaltsamer Eingriff stattfindet, oder nicht geologische Vorgänge der vorhin angedeuteten Art die Wasserstandsverhältnisse ändern, oder Änderungen des säkularen Klimas erfolgen, auf einem Moore wie dem vorstehenden über der obersten Sphagnumtorfschicht keine andere Torfart abgelagert wird.

Zweitens ist zu bemerken, daß keineswegs jedes norddeutsche Moor aus einem verlandeten Gewässer hervorgegangen ist, und daß die Ausbildung der normal aufeinander folgenden Schichten im einzelnen mancherlei Abweichungen zeigen kann.

Was den ersten Punkt anlangt, so kann bei den Mooren, die nicht aus einem Gewässer hervorgegangen sind, je nach den Feuchtigkeits- und Nährstoffverhältnissen des mineralischen Untergrundes, auf dem die Humusablagerung begann, diese mit telmatischen, semiterrestrischen oder terrestrischen, mit eu- oder mit mesotrophen und selbst oligotrophen Bildungen einsetzen. In den großen Mooren unseres Gebietes, die sich zuweilen

---

[1]) Die Erscheinung ist auf skandinavischen Hochmooren, die von der Kultur noch nicht empfindlich berührt worden sind, häufig. Ich bemerkte sie unter anderen auf der Skagerhultsmosse in Närke, wo ich sie meinem liebenswürdigen Führer und Begleiter, Herrn Dr. von Post, erläutern konnte. Auf deutschen Hoochmooren fehlt sie nicht, ist mir aber noch nicht mit jener entschiedenen Deutlichkeit wie auf schwedischen und norwegischen Hochmooren entgegengetreten. Sie ist, wenn ich gewisse Erscheinungen unserer Moore richtig deute, früher auf ihnen allgemein verbreitet gewesen.

über Tausende von Hektaren erstrecken, findet man, zumal bei hügeligem Untergrunde, als die ältesten bald limnische, bald telmatische, bald semiterrestrische oder terrestriche Bildungen je nach der Höhenlage und den durch das Vorrücken des Moores bedingten Feuchtigkeitsänderungen. Unter den terrestrischen Torfbildungen begegnet man hier unter anderm nicht selten typischem Heidetorf aus *Calluna vulgaris* und ebensolchem Moliniatorf aus *Molinia coerulea.*

Was die Ausbildung der einzelnen Schichten anlangt, so trifft man statt der in dem Schema als häufigste genannten nicht selten solche aus anderen Pflanzenarten.

So kann die siebente Schicht aus Torfarten bestehen, die von anderen telmatischen Pflanzenvereinen erzeugt wurden, z. B. aus Cladietumtorf (hervorgegangen wesentlich aus *Cladium mariscus*), die sechste aus anderen semiterrestrischen Torfarten, z. B. aus gewissen Caricetumtorfen, gewissen Hypnumtorfen oder selbst der semiterrestrischen Form des Phragmitestorfs. Doch sind die torfbildenden Seggenarten auf dieser Entwicklungsstufe des Moores der Hauptmasse nach meist andere als die in der vierten Schicht vorkommenden. Auch in dieser können an Stelle der in dem Profil genannten Polytrichumtorf, Hypnumtorf und noch andere Moostorfarten auftreten, um nur einiges zu nennen.

Häufig trifft man in einer derselben Entwicklungsstufe angehörigen Schicht eines und desselben Moores verschiedene Torfarten an, je nachdem die örtlichen Verhältnisse zur Zeit der Entstehung der Schicht oder der betreffenden Region der Schicht dieser oder jener Pflanzenart oder Pflanzengruppe den Vorrang einräumten. So enthält die vierte Schicht unseres Profils in den großen Mooren Nordwestdeutschlands oft an einigen Stellen fast reinen Scheuchzeriatorf, an anderen Vaginetumtorf (aus *Eriophorum vaginatum* usw.), an noch anderen Seggentorf oder Polytrichumtorf oder noch andere Torfarten, oder endlich Mischformen verschiedener Torfarten, und zwar keineswegs bloß in verschieden alten, sondern auch in gleichzeitig entstandenen Regionen der Schicht.

Manchmal kann eine Schicht streckenweise fehlen oder sich von dem Rande des Moores nach der Mitte hin oder umgekehrt auskeilen. Die eben erwähnte vierte Schicht sieht man oft in demselben Moore, wo sie sonst gut entwickelt ist, regionenweise vollständig verschwinden, so daß der Sphagnumtorf der Stubbenlage der fünften Schicht unmittelbar aufliegt.

Ein Eingehen auf die Erklärung dieser und analoger Erscheinungen, die nicht immer ganz einfach ist, verbietet sich hier.

Es genüge der Hinweis, daß nichts dazu berechtigt, sie insgesamt als zweifellose Beweise für die Wirkung von Kräften zu betrachten, die außerhalb der Wirkungssphäre des allgemeinen Gesetzes der Moorbildung liegen, insbesondere nicht als Wirkungen wechselnden Klimas.

Drittens habe ich im Hinblick auf das uns beschäftigende Profil zu bemerken, daß die ältesten Moore unseres Landes keineswegs alle bis zur Bildung einer Sphagnumtorfschicht vorgeschritten sind. Zuweilen ist eine solche nur stellenweise auf ihnen entstanden, zuweilen fehlt sie gänzlich. Es gibt bei uns Moore, die an ihrem Grunde die Reste einer typischen Glazialflora umschließen, und die, obwohl erst vor wenigen Jahrhunderten, also vor verhältnismäßig kurzer Zeit, der Moorbildung auf ihnen durch Trockenlegung und Kultivierung ein Ende bereitet wurde, es doch nur bis zur Bildung einer Bruchwaldtorfschicht an ihrer Oberfläche gebracht haben, während andere, deren Ursprung ebenfalls bis in den Schluß der letzten Eiszeit hinabgeht, das Endglied der Moorbildung erreicht haben.

Die Erklärung dieser Ungleichartigkeit läßt sich meines Erachtens bei sorgfältiger, eingehender und sachgemäßer Prüfung immer in den besonderen örtlichen Verhältnissen finden, wenn das Moor noch intakt genug ist, und nicht wesentliche Abtragungen durch Torfgräberei stattgefunden haben, die die Sache verdunkeln. Wir wissen bereits, wie tief einschneidend örtliche Verhältnisse den besondern Entwickelungsgang eines Moores beeinflussen.

Endlich ist zu bemerken, daß die Zweiteilung des Sphagnumtorfs nicht in allen norddeutschen Mooren vorkommt, sondern daß der ältere öfters fehlt, sei es daß die betreffenden Moore erst in der Zeit bis zur Ablagerung von Sphagnumtorf gelangt sind, als der jüngere sich bildete, oder aber daß die ganze Entwicklung des Moores in den letztgenannten Abschnitt der Postglazialzeit fällt. Denn erstens haben nach dem eben Angedeuteten viele Moore bei uns ihren Charakter als eutrophe Niedermoore weit länger bewahren können als andere, bei denen mangelnde oder bald versiegende Nährstoffzufuhr weit früher den Übergang zu meso- und oligotrophen Bildungen veranlaßte, und zweitens hat die Moorbildung an den verschiedenen Orten unseres Landes zu den verschiedensten Zeiten begonnen. Natürlich kommt es für unsern Zweck darauf an, in erster Linie eine möglichst vollständige Schichtenserie ins Auge zu fassen, und wir müssen es uns versagen, auf jene anderen Moore hier einzugehen.

Welche Abweichungen von dem angeführten Beispiel das Profil eines normal gebildeten Moores mit abgeschlossener Entwickelung auch zeigen mag, so sind sie nach dem Gesagten nicht derart, daß sie zu anderen Schlüssen hinsichtlich des Klimawechsels berechtigen als das angeführte selber.

Ich lasse hier die Übergangszeit von dem glazialen Klima der letzten Eiszeit, die Norddeutschland berührt hat, bis zum gemäßigten Klima außer Betracht und beschränke mich auf die Frage, ob sich seit der Zeit, da bei uns ein gemäßigtes Klima geherrscht hat, in der Stratigraphie des während desselben entstandenen Teils unserer Moore Erscheinungen kund geben, die auf säkulare Schwankungen des Klimas hinweisen.

Meine Antwort auf diese Frage lautet: ich vermochte in der Schichtenserie von den limnischen Torfbildungen bis zum ältern Sphagnumtorf bisher nichts zu erkennen, was mit Sicherheit auf einen Wechsel stark ausgeprägter säkularer Trocken- und Feuchteperioden während jener Zeit deuten läßt. Selbst die Brandspuren, denen ich gelegentlich in dem Phragmitestorf, dem Alnetumtorf sowie den darüber lagernden Schichten (und selbst in den limnischen) begegnet bin, und die uns zum Teil im folgenden noch beschäftigen werden, haben bisher keinen zureichenden Grund zu der Annahme ergeben, daß sie mit säkularen Trockenperioden zusammenhangen.

Ich gebe aber zu, daß man bei tieferm Eindringen in die Einzelvorgänge, die sich beim Aufbau eines Moores abspielen, später einmal imstande sein mag, in gewissen stratigraphischen Feinheiten minder exzessive Schwankungen des säkularen Klimas zu erkennen. Bis jetzt fühle ich selber mich aber nicht in der Lage, ein auf zuverlässiger Induktion beruhendes vollständiges System der säkularen Schwankungen des temperierten Klimas der Postglazialzeit aus den Mooren dieses Zeitalters bei uns abzulesen. Das deduktive Verfahren, wobei man bemüht ist, ein vorher aufgestelltes mehr oder minder hypothetisches System des Klimas in dem Aufbau und den sonstigen Eigentümlichkeiten der Moore wiederzuerkennen, verleiht fraglos für manchen der Moorforschung Reiz und Anregung und bezeugt dadurch seine Berechtigung für den, den Veranlagung und Neigung auf diesen Weg weisen[1]). Es enthebt

---

[1]) Ich kann mir die Bemerkung nicht versagen, daß die imposante Kühnheit der Blyttschen Hypothese, man mag über ihre Begründung denken, wie man wolle, voraussichtlich noch lange zumal auf jüngere Forscher ihren Zauber ausüben wird. Ich selber stand beim Beginne meiner Forschertätigkeit in ihrem Banne und habe mich nur dem Druck der Tatsachen folgend von ihr zu lösen vermocht.

aber nicht der Mühe, den erstgenannten, schwierigern Weg zu beschreiten, der meines Erachtens allein, wiewohl langsam, zu einem sichern Ergebnis zu führen vermag, mindestens aber notwendig ist, um die auf dem andern Wege gewonnenen Urteile ohne Voreingenommenheit zu prüfen und zu sichern.

Es möchte nun allerdings bei einem Blick auf unser Profil so scheinen, als ob die Ablagerung des terrestrischen Torfs der fünften Schicht auf eine säkulare Trockenperiode und die darüber abgelagerten meso- und oligotrophen Bildungen, die nicht selten an ihrem Grunde telmatischen Charakter tragen, den Eintritt einer niederschlagsreichen Säkularperiode bedeuteten.

Allein dieser Schichtenwechsel läßt sich meines Erachtens sehr wohl aus dem allgemeinen Gesetze der Moorbildung ohne Zuhilfenahme eines Klimawechsels erklären.

Nämlich nachdem die Aufhäufung des Bruchwaldtorfs soweit vorgeschritten war, daß der ihn erzeugende Pflanzenverein nicht mehr genügend Nahrung und Feuchtigkeit in dem Boden fand, mußte er fraglos einem in beiderlei Hinsicht genügsamern Bestande weichen. Föhren und Birken, die samt ihren Begleitpflanzen dieser Bedingung entsprechen, mußten den im Rückgang befindlichen Bruchwald unterdrücken und ersetzen.

Die starke Verlangsamung der Torfauflagerung, die unter den trockenen Bodenverhältnissen statthatte, mußte aber zu einer Verwitterung und Verdichtung der bis dahin ziemlich lockern und für Wasser leicht durchlässigen Oberfläche des Moorbodens führen. Sie wurde außerdem sehr häufig noch dadurch gefördert, daß die leicht entzündlichen Föhrenwälder wiederholt durch Feuer zerstört wurden, wie die vorhandenen Aschen- und Kohlenlagen beweisen. Man braucht diese Brände durchaus nicht als einen Beweis der Trockenheit des säkularen Klimas anzusehen; denn man begegnet ihnen auch in Nadelwäldern älterer geologischer Zeitalter. Sie sind unter den verschiedensten klimatischen Verhältnissen eine natürliche Begleiterscheinung dieser Wälder, in denen der Blitz von Zeit zu Zeit verheerende Feuersbrünste entfachte, lange vor der Zeit, da der Mensch hier weilte [1]).

Allerdings vermag ich das Niederbrennen der Nadelwälder nicht mit Herrn Dr. Haglund, meinem geschätzten Mitarbeiter,

---

[1]) In dem Waldtorf des präglazialen Hochmoors von Lüneburg fanden sich unter der obersten unverbrannten Holzlage nicht weniger als drei Brandlagen. (Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, Neue Folge, Heft 40, 1904.)

als die gewöhnliche unmittelbare Ursache der Entstehung der über dem Föhrenwaldtorf lagernden Sphagnumtorfschicht unserer Moore zu betrachten[1]). Dem widerspricht allein schon der Umstand, daß sich sehr häufig eine und selbst mehrere durch unverbrannten Waldtorf umschlossene, Föhrenholzkohlen enthaltende Brandlagen finden.

In Wahrheit rühren die zuletzt entstandenen Stubben der Schicht, die auf und zwischen den angebrannten, nicht selten zu zwei oder drei unmittelbar übereinander stehen, meist gar nicht von Bäumen her, die durch Feuer zerstört wurden[2]), sondern von solchen, die durch das Heranrücken des Hochmoors zugrunde gegangen sind. Die abgestorbenen Stämme ragten eine Zeitlang über der Moostorfoberfläche empor, faulten an der Berührungsstelle zwischen dem Moorboden und der Luft spitz durch und fielen dann nieder. Meist wurden sie von Holzkäfern zerfressen und verrotteten. Wenn aber eine Feuersbrunst den noch unversehrten Wald in der Umgebung heimsuchte, so wurden auch sie vom Feuer verzehrt und hinterließen die Asche und die Kohlen, die wir auf den Stubbenspitzen und neben ihnen in dem Sphagnumtorf liegen sehen, der selber die deutlichen Spuren der Wirkung des Feuers erkennen läßt.

Aber ich würde mich mit Herrn Dr. Haglund in vollem Einvernehmen befinden, wenn er sich darauf beschränken wollte zuzugeben, daß die Brände, deren Spur wir z. B. gemeinsam auch unter starken Föhrenstubben des Waldtorfs der Rödemosse feststellten, die Ausbildung des Sphagnetums in dem wieder aufwachsenden Föhrenwalde insoweit begünstigt haben, als sie eine vermehrte Undurchlässigkeit des Moorbodens bewirkten, so daß auffallendes Regenwasser nicht mehr so rasch wie vordem versickerte und ablief, sondern in kleinen Bodenvertiefungen oft längere Zeit stehen blieb. Freilich muß die nächste Wirkung des Feuers infolge der direkten und indirekten Düngung, die es durch Aufschließen von Nährstoffen auf den Moorboden bewirkt — ein Umstand, auf dem bekanntlich die Brandkultur dieses Bodens beruht[3]) — der Ausbildung eines Sphagnetums

[1]) E. Haglund: Om Hornborgasjön och omgifvande torfmarker. Svenska Mosskultur föreningens tidskrift 1907. — Om våra högmossars bildningssätt. Geol. Fören. Förh., Bd. **30**, Heft 4, 1908.

[2]) Die Stubben sind oft, und manchmal samt und sonders, mit einem Überzuge von Dopplerit versehen, der im trocknen Zustande den Anblick einer Verkohlungsrinde gewähren kann.

[3]) Direkt düngend wirken die in der Asche enthaltenen mineralischen Nährstoffe nebst dem Ammoniak, das aus den organischen Stickstoffverbindungen des Humus beim Erhitzen entsteht. Indirekt wirkt das

hinderlich gewesen sein, da ein vorhältnismäßig reicher Gehalt des Bodens und des Bodenwassers an leichtlöslichen Nährstoffen den Sphagnen mittelbar oder unmittelbar nachteilig ist. Sobald aber die durch das Feuer verfügbar gewordenen Nährstoffe von dem heranwachsenden Walde und seinen Begleitpflanzen aufgebraucht waren, konnten sich in den Tümpeln oligotraphente Telmateten und in der Folge Sphagneten ansiedeln, durch deren bekannte peripherische Ausbreitung schließlich der wieder herangewachsene Waldbestand zum Absterben gebracht wurde.

Es ist ferner bekannt, daß ein einmal entstandenes Sphagnetum allmählich eine gewölbte Oberfläche annimmt, und daß das von ihr ablaufende Regenwasser seine Ränder vernäßt, so daß sich dort eine feuchteliebende oligo- oder mesotraphente Vegetation anzusiedeln vermag, über deren absterbenden Resten das Sphagnetum allmählich transgredierend fortwächst. Es bedarf daher nicht der Annahme, daß es der Eintritt einer niederschlagsreichen Zeit war, der die Ablagerung einer Sphagnumtorfschicht mit ihrer semiterrestrischen oder telmatischen Unterlage über dem Waldtorf ermöglichte. Die Aufeinanderfolge von Alnetumtorf, Föhrenstubbenlage und Sphagnetumtorf mit oder ohne telmatische Unterlage setzt nur ein gleichmäßig feuchtes Klima während der Zeit ihrer Entstehung voraus.

Wenn ich daher in dem Vorhandensein der Föhrenstubbenlage unseres Profils keinen irgendwie zwingenden Beweis dafür zu erkennen vermag, daß zur Zeit ihrer Entstehung eine trockene Säkularperiode herrschte, so glaube ich doch um so zuversichtlicher, eine solche an einer andern Stelle, nämlich in dem Grenzhorizonte zwischen dem ältern und dem jüngern Sphagnumtorf, angedeutet zu sehen, und es erscheint daher gerechtfertigt, sich mit diesen Bildungen hier etwas eingehender zu beschäftigen.

Die beiden Sphagnumtorfschichten zeigen nämlich trotz des gleichartigen Ursprungs, und trotzdem in beiden oft dieselben Sphagnumarten vertreten sind, eine höchst auffallende Verschiedenheit. Nämlich die jüngere Schicht läßt selbst in ihren tieferen Lagen die Moose in der Regel sehr deutlich und ohne weiteres erkennen, und ihr Material ist meist durch ein mehr

---

Feuer, indem durch bloße Erwärmung oder durch Austrocknen des Moorbodens Phosphorsäure (und Kali) aus ihren kolloidalenBindungen mit Ulmin geschieden und wasserlöslich werden. (Tacke, Untersuchungen über die Phosvorverbindungen des Moorbodens. Vierter Bericht über d. Arb. d. Moor-Versuchs-Station. Berlin 1898, S. 336f.

oder minder helles Braun gekennzeichnet. In dem ältern Sphagnumtorf sind dagegen die Sphagnen meist sehr stark vertorft, ihre Blätter häufig in homogenes, strukturloses, gallertiges Ulmin verwandelt, in dem nur noch die besser erhalten gebliebenen Äste und Stämmchen verraten, daß es diese Moose waren, die die Hauptmasse des Torfs lieferten. Die schwieriger ulmifizierbaren akzessorischen Gemengteile, insbesondere die Faserscheiden des *Eriophorum vaginatum* und die Reiser der *Calluna vulgaris* oder der *Erica tetralix*, *Andromeda* usw. treten dagegen in der durch die starke Zersetzung verhältnismäßig mehr geschwundenen Sphagnummasse häufig unverhältnismäßig stärker hervor und haben oft zu unrichtigen Vorstellungen über die Pflanzen geführt, die diesen Torf hauptsächlich erzeugten, und zu einer entsprechend unrichtigen Bezeichnung desselben.

Die Farbe des ältern Sphagnumtorfs ist stets dunkel- bis schwarzbraun. Er liefert einen nach dem Trocknen harten, dichten und schweren, ausgezeichneten Brenntorf. Zur Torfstreubereitung ist er völlig unbrauchbar, und wo er nach seiner Entblößung zur landwirtschaftlichen Kultur benutzt wird, stellt er dem Ackerbau nicht unerhebliche Schwierigkeiten entgegen.

Der jüngere Sphagnumtorf liefert dagegen meist einen sehr leichten, losen, wenig Hitze gebenden, geringwertigen Brennstoff, das wertvollste Material für die Bereitung von Torfstreu und Mull, und einen ausgezeichneten Ackerboden.

Die beiden Sphagnumtorfschichten sind gewöhnlich scharf gegeneinander abgegrenzt, und diese Grenze ist es, die ich samt der benachbarten Partie des Liegenden als Grenzhorizont bezeichnet habe. Man findet in ihm die Oberkante des ältern Sphagnumtorfs in der Regel durch reichliche Einlagerung dichter und großer Schöpfe von *Eriophorum vaginatum*, denen sich mehr oder minder reichlich Heidesträucher, gelegentlich auch Birken und Föhren beigesellen, ausgezeichnet, so daß man recht häufig von einer besondern Torfschicht sprechen kann, die allerdings nach unten gewöhnlich nicht scharf abgesetzt ist. Zuweilen gibt sie sich an den Torfwänden durch die Art, wie der Torf in ihr beim Trocknen zusammenschwindet und zerklüftet, deutlich als Verwitterungsrinde zu erkennen. Einmal fand ich sie in einem Moore durch auffallend reichliche Beimengung feinen Quarzsandes ausgezeichnet, der durch Wind eingelagert worden war. Sphagnumreste sind in diesem Horizonte, wenn überhaupt, so immer sehr schlecht erhalten.

Die Unterkante des jüngern Sphagnumtorfs ist oft auf weite Strecken durch einen raschen Wechsel von dünnen Lagen aus gut erhaltenen Sphagnen und von Bultlagen gekennzeichnet,

d. h. Lagen, die aus stark verwittertem, ziemlich losem Torf mit Resten von Heidesträuchern, Wollgräsern usw. bestehen. Die Sphagnumarten dieser Region gehören meist der Cuspidatum-Reihe an, deren Vertreter die nässesten Standorte bevorzugen, und dieselbe Vorliebe zeigt *Scheuchzeria palustris*, deren Reste hier oft massenhaft eingestreut sind.

Man erkennt, daß sich das Moor gegen Ende der Bildung des ältern Sphagnumtorfs an Stelle des zugrunde gehenden Sphagnetums mit einem dichten Rasen von *Eriophorum vaginatum* mit mehr oder minder reichlicher Beimischung von Heide usw. bedeckte, einer Vegetation, der wir auch gegenwärtig auf entwässertem Hochmoor häufig begegnen, solange es noch nicht der Brandkultur gedient hat und ganz langsam austrocknete. Man erkennt ferner, daß nach dieser Zeit starke Niederschläge eingetreten sein müssen, die eine zeitweilig bedeutende Vernässung der Mooroberfläche bewirkten, anfangs mit mehr oder minder kurzen Trockenperioden wechselten, denen die Bultlagen der Region über dem Grenzhorizont ihre Entstehung verdanken, und daß sich endlich eine relativ gleichmäßige Feuchtigkeit entwickelte, unter der sich das Sphagnetum erneuerte und durch sein Wachstum den jüngern Sphagnumtorf schuf.

Hervorzuheben ist nun der starke und auffällige Unterschied in dem Erhaltungszustande der beiden Sphagnumtorfschichten, der durch das höhere Alter des ältern Sphagnumtorfs nicht allein erklärt werden kann. Denn der Sphagnumtorf diluvialer Moore, unter anderen auch des präglazialen Hochmoors von Lüneburg, steht in seinem Erhaltungszustande dem jüngern Sphagnumtorf der postglazialen Moore weitaus näher als dem ältern. Es muß zwischen beiden Bildungen eine Zeit gegeben haben, während der die zersetzenden Agenzien ausgiebig und hinreichend lange in die ältere Schicht einzudringen vermochten, ohne daß sie daran durch beständige Neuauflagerung von wassergesättigtem Torf gehindert wurden, die gewöhnlich in ähnlicher Weise vor Zersetzung schützend wirkt wie das moränische Material, das die diluvialen Hochmoore bedeckt hat.

Die dargelegten Verhältnisse in dem Grenzhorizonte scheinen mir nun deutlich darauf hinzuweisen, daß sich jene Zeit durch relative Trockenheit auszeichnete, eine Trockenheit, die groß genug war, um das Gedeihen ausgedehnter, freier Sphagnetumflächen, das an reichliche und ziemlich gleichmäßig über das Jahr verteilte Niederschläge gebunden ist, zu verhindern, der weitern Auflagerung von Sphagnumtorf mithin ein Ende zu machen und ein Überwachsen des Moors mit Wollgras und

Heide zu veranlassen, die unter solchen Verhältnissen nur unbedeutende Humuslagen hinterlassen.

Während dieser Zeit muß das Moor so weit ausgetrocknet sein, daß das sauerstoffhaltige Wasser gelegentlicher Niederschläge verhältnismäßig rasch und tief bis zu den durch Brand verdichteten Lagen des Föhrenwaldtorfs einzudringen vermochte und den chemischen Zustand, in dem wir die Moosreste jetzt in dem ältern Sphagnumtorf antreffen, wenn nicht vollendete, so doch ausgiebig vorbereitete.

In dieser Annahme bestärkt mich das Verhalten der in dem ältern Sphagnumtorf vorhandenen Brandlagen. Es würde zu weit führen, wollte ich an dieser Stelle auf die Darlegung meiner Befunde an ihnen näher eingehen; sie bedürfen einer besondern Darstellung. Ich begnüge mich mit dem Hinweise, daß Brände auf Hochmooren aller Zeiten stattgefunden haben, aller Wahrscheinlichkeit nach im Zusammenhange mit den erwähnten Waldbränden, und daß sie eine weit verbreitete Erscheinung sind. Sie sind wahrscheinlich in verhältnismäßig trocknen Jahresläuften entstanden, die es auch in früheren feuchten Säkularperioden wie in der Gegenwart öfters gegeben haben wird.

Wie in dieser mögen solche vorübergehenden trocknen Jahre weite Regionen Europas gleichzeitig heimgesucht und in den verschiedensten Gegenden jedesmal um annähernd dieselbe Zeit Wald- und Moorbrände veranlaßt haben, worauf meine Befunde zu deuten scheinen. Aber ich sehe mich außerstande, in den Brandlagen die Beweise trockner Säkularperioden des Klimas zu erkennen.

Daß nun diese Brandlagen ähnlich wie die des Waldtorfs der fünften Schicht unseres Moorprofils für Wasser verhältnismäßig schwer durchlässige Bodenlagen sind, beweist der Umstand, daß es über ihnen an Torfwänden im Winter und zeitigen Frühjahr hervorsickert. Sie stellen in der Tat jene Sickerwasserhorizonte dar, die Herr Professor Potonié vom Großen Gifhorner Moor beschrieben und für besondere Grenzhorizonte erklärt hat[1]), wozu meines Erachtens kein Grund vorliegt[2]). Hier ist nur hervorzuheben, daß man unter den

[1]) H. Potonié: Das Auftreten zweier Grenztorfhorizonte innerhalb eines und desselben Hochmoorprofils. Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanstalt Berlin, Bd. XIX, Teil II, 1909, S. 398f.

[2]) Beiläufig sei bemerkt, daß Brandlagen auch im jüngern Sphagnumtorf des Großen Gifhorner Moores nicht fehlen, aber nicht auf weiten Strecken im Zusammenhange durch das Moor verfolgt werden können, wie einige des ältern Sphagnumtorfs. Indessen fehlt es anderwärts im jüngern Sphagnumtorf nicht an einer durch das ganze Moor laufenden, stark ausgeprägten Brandlage.

Brandlagen des ältern Sphagnumtorfs stellenweise die Moose besser als sonst in derselben Schicht an der gleichen Stelle erhalten findet. Im Einklange mit meiner Mutmaßung über die Ursache der starken Zersetzung des alten Sphagnumtorfs erkläre ich mir diese verhältnismäßig bessere Erhaltung daraus, daß die Brandlage an der betreffenden Stelle den Zutritt des sauerstoffhaltigen Niederschlagswassers zu der unmittelbar unter ihr befindlichen Bodenlage beständig, insbesondere während der Zeit des Grenzhorizontes erschwert hat.

Auch der jüngere Sphagnumtorf erleidet eine Zersetzung, die ihn dem ältern ähnlich macht. Von den Fällen, wo es geschieht, sei hier nur der folgende besprochen, der auf die Vorgänge zur Zeit des Grenzhorizontes einiges Licht zu werfen vermag.

Sobald nämlich ein vom jüngern Sphagnumtorf gebildetes Hochmoor ausreichend entwässert ist, stirbt das Sphagnetum auf ihm ab, das Moor bewächst mit Wollgras und Heide, und die Aufhöhung des Bodens hört auf. Vielmehr sinkt das Moor jetzt erheblich zusammen, Luft und sauerstoffhaltiges Regenwasser dringen ein, die Moosreste zerfallen infolge der Zersetzung vollständig, und der Boden nimmt statt der lichtbraunen eine dunkelbraune Farbe an[1]).

Aber selbst bei solchen nordwestdeutschen Hochmooren, die länger als ein Jahrhundert entwässert daliegen, ist die Zersetzung doch nicht mehr als höchstens etwa 25 cm tief von der Oberfläche her eingedrungen, meist viel weniger.

Man kann nun nicht gut annehmen, daß die zersetzenden Kräfte zur Zeit des Grenzhorizontes auf den ältern Sphagnumtorf wirksamer gewesen wären als gegenwärtig. Eher waren sie damals träger, wenn unsere Annahme zutrifft, daß zu jener Zeit ein niederschlagsärmeres Klima bestand, da ja dann das sauerstoffbeladene Wasser der atmosphärischen Niederschläge minder häufig zur Verfügung stand.

Aber selbst wenn wir in dieser Hinsicht für damals und jetzt Gleichartigkeit voraussetzen, so ist zur Zersetzung einer Sphagnumtorfschicht, die vor deren Beginn stärker als 2 m gewesen sein muß, ein Zeitraum von rund tausend Jahren anzunehmen.

---

[1]) Die Ähnlichkeit mit den Vorgängen im ältern Sphagnumtorf lehrt eine Beobachtung, die ich in einem norwegischen Hochmoore machte. Dort lief eine Brandlage stellenweise durch die zersetzte Schicht an der Oberfläche des jüngern Sphagnumtorfs, und zwar hatte sie den unter ihr befindlichen Teil ebenso gegen die Zersetzung geschützt, wie es oben von den Brandlagen des ältern Sphagnumtorfs berichtet wurde.

Daher ist es wahrscheinlich, daß die Zeit des Grenzhorizontes eine lange währende säkulare Trockenperiode gewesen ist.

Ich habe aber nichts gefunden, was zu der Annahme berechtigt, daß diese niederschlagsärmere Zeit bei uns auch nur vorübergehend Steppenverhältnisse bedingt hätte. Eher deuten die Befunde darauf hin, daß selbst während dieser Zeit stellenweile noch eine geringe und langsame Sphagnumtorfbildung erfolgt ist.

Ich fasse das Ergebnis meiner Darlegung folgendermaßen zusammen:

Die Moore Norddeutschlands lassen in dem Teile, der sich seit dem Milderwerden des Klimas nach der letzten Eiszeit bis zur Bildung des ältern Sphagnumtorfs abgelagert hat, keine Andeutungen eines Wechsels klimatischer Feuchtigkeit erkennen, der sich auffällig und unzweideutig in ihrem Aufbau ausgeprägt hätte. Ob es mit geringeren säkularen Feuchtigkeitsschwankungen der Fall ist, läßt sich nach dem gegenwärtigen Standpunkt unserer Einsicht nicht mit Sicherheit erkennen. Dagegen wurde die Sphagnumtorfbildung durch eine mit Ausnahme beschränkter Örtlichkeiten im allgemeinen hinreichend deutlich ausgeprägte säkulare Trockenperiode unterbrochen, die dem Grenzhorizonte entspricht. Darnach wurde das Klima wieder feuchter, so daß sich auf den älteren Hochmooren wieder Sphagnumtorf — der jüngere nämlich — ununterbrochen und reichlich abzulagern vermochte.

Herr Dr. Sernander hat den jüngern Sphagnumtorf mit der subatlantischen, den Grenzhorizont mit der subborealen Periode des Blyttschen Systems identifiziert[1]. Dagegen läßt sich nichts einwenden, solange man dieses für Europa wenigstens universelle Bedeutung beanspruchende System auch in der von genanntem Forscher abgeänderten Gestalt als eine zurzeit nicht für jedermann verbindliche Arbeitshypothese betrachtet. Der Einordnung der unter dem Grenzhorizont befindlichen Schichten unserer Moore (und der einen ähnlichen Aufbau zeigenden, die man im südlichen und mittlern Schweden trifft) in die atlantische und subboreale Periode jenes Systems vermag ich mich aus dem oben angedeuteten Grunde vorderhand nicht anzuschließen.

[1]) R. Sernander: On the Evidence of Postglacial Changes of Climate, furnished by the Peat Mosses of Northern Europe. Geol. Fören. Förh., Bd. 30, Heft 7, 1908.

Es ist nicht unwahrscheinlich, daß der jüngere Sphagnumtorf mit dem Upper Turbarian des GEIKIEschen Systems und der Grenzhorizont, trotz einiger Bedenken mit Rücksicht auf Herrn LEWIS[1]) Befunde, mit dem Upper Forestian gleichbedeutend sind. Die Identifizierung mit den älteren Perioden des GEIKIEschen Systems der Postglazialzeit durchzuführen sehe ich mich aber ebenfalls vorläufig außerstande. Jedenfalls sind die Klimaschwankungen, die während derselben nach den Darstellungen des Herrn LEWIS in Schottland stattgefunden haben, bei uns, wenn überhaupt, so nach den bisherigen Befunden doch nicht so stark ausgeprägt gewesen, um sich mit unzweifelhafter Deutlichkeit in dem Aufbau norddeutscher Moore überall auszusprechen.

Dagegen scheint es mir, daß es auch bei uns in der Postglazialzeit ein Maximum klimatischer Wärme gegeben hat, wie Herr Professor GUNNAR ANDERSSON ein solches in Schweden festgestellt hat[2]). Soweit ich die Sache zurzeit zu beurteilen vermag, fand es vor der Entstehung des jüngern Sphagnumtorfs während oder zu Beginn der Zeit des Grenzhorizontes statt, lange nach der Zeit, da das Litorinameer unsere Ostseeküsten zu überfluten begonnen hatte[3]) und ungefähr um die Zeitwende, die das Ende der jüngern Steinzeit in unserm Lande bezeichnet.

Eine andere säkulare Anschwellung der mittleren Jahrestemperatur hat in Mitteleuropa möglichenfalls schon während eines frühern Abschnittes der Postglazialzeit stattgefunden, worauf gewisse paläontologische Befunde zu deuten scheinen.

---

[1]) FRANCIS J. LEWIS: The Plant Remains in the Scottish Peat Mosses. Transact. of the Royal Society of Edinburgh 1905—1907.

[2]) GUNNAR ANDERSSON: Hasseln i Sverige fordom och nu. Stockholm 1902.

[3]) ENGLERS Botan. Jahrbücher Bd. 42, 1909, S. 47.

Manuskript eingegangen am 15. Januar 1910.]

9. Die Beziehungen der nordwestdeutschen Moore zum nacheiszeitlichen Klima.

Von Herrn J. Stoller in Berlin.

Mit dem Problem des nacheiszeitlichen Klimas und seines Verlaufes bis zur Gegenwart haben sich die deutschen Geologen bisher nur in geringem Maße beschäftigt. Die Bildungen des Alluviums zeigen bei uns nicht die große Mannigfaltigkeit in petrographischer Entwicklung, nicht die reiche Gliederung in stratigraphischer Beziehung wie in Schweden und Dänemark. Dort haben deshalb in erster Linie geologisch-paläontologische Forschungen die Frage des nacheiszeitlichen Klimas ihrer Lösung zugeführt, während in Deutschland das Problem bisher einseitig fast nur von deduktiv arbeitender biogeographischer, speziell pflanzengeographischer Seite ernstlich in Angriff genommen wurde.

Im folgenden sollen die Beziehungen der nordwestdeutschen Moore zum nacheiszeitlichen Klima kritisch erörtert werden. Obwohl über die zahlreichen Moore dieses Gebietes eine ziemlich umfangreiche Literatur vorliegt, sind doch die wenigsten Moore geologisch-paläontologisch eingehend und erschöpfend bearbeitet worden. Die wichtigsten Resultate verdanken wir C. A. Weber, der eine Reihe von Mooren nach dieser Methode in mustergültiger Weise untersucht hat. In der gesamten übrigen Literatur dagegen wird fast regelmäßig nur die eine oder die andere Seite des Moorproblems mehr oder weniger eingehend behandelt, während exakte stratigraphisch-paläontologische Untersuchungen meist gar nicht ausgeführt wurden. Meine eigenen gelegentlichen Untersuchungen in dieser Beziehung aber erstrecken sich nur auf eine kleine Zahl von Mooren des Gebietes, so daß noch viel zu tun ist, ehe eine erschöpfende Darstellung der Entwicklungsgeschichte unserer Flora auf einwandfreier Basis möglich ist.

Eine ausführliche Beschreibung des Aufbaues der Moore und eine Aufzählung aller ihrer Einschlüsse fällt außerhalb

des Rahmens dieser Arbeit. Es sollen nur diejenigen Punkte stratigraphischer und paläontologischer Art erörtert werden, aus denen sich Schlüsse in bezug auf das Klima ergeben.

Die ältesten hierher gehörigen pflanzenführenden Ablagerungen zählen zwar nicht zu den Moorbildungen, müssen aber der Vollständigkeit wegen doch berücksichtigt werden.

I. Die glazialen Süßwasserschichten.

In Nordwestdeutschland lassen die alluvialen pflanzenführenden Ablagerungen im wesentlichen denselben Gang in der Entwicklung der heutigen Pflanzenwelt erkennen, der durch die rastlosen Bemühungen zahlreicher schwedischer, dänischer und norwegischer Forscher für die skandinavische Flora festgestellt wurde. Auch bei uns wird der älteste Abschnitt der Florengeschichte durch eine Tundrenflora bezeichnet, für die das Fehlen jeglichen Baumwuchses charakteristisch ist, und die sich mancherorts in einen untern Horizont mit *Dryas octopetala* und *Salix polaris* und einen obern Horizont mit *Salix phylicifolia* und *Salix reticulata* neben *Dryas octopetala* gliedern läßt (XIX, S. 260. Vollständiges Literaturverzeichnis bis zum Jahre 1902). *Betula nana* kommt in beiden Horizonten vor, findet sich aber unter besonderen Verhältnissen selbst noch in weit jüngeren Schichten. Man wird sie deshalb am besten nicht als Leitpflanze für die glazialen Süßwasserschichten wählen. Dagegen ist *Dryas octopetala* fast ausschließlich auf diese älteste Stufe beschränkt. Man bezeichnet darum die erste Periode der norddeutschen Florenentwicklung am besten als Dryasperiode wie in Skandinavien.

Es ist m. E. nicht ohne Bedeutung, daß alle bis jetzt bekannt gewordenen Fundorte für die erste pflanzliche Besiedelung des eisfrei gewordenen Bodens Nordwestdeutschlands sich um die Süd- und Westküste der Ostsee herum gruppieren, ferner, daß die pflanzenführenden Ablagerungen bis gegen Ende dieser Periode lediglich aus Süßwassertonen bestehen, die in Mulden direkt über der Moräne zum Absatz gelangten und eingeschwemmte Blätter und Reiser der genannten Arten enthalten. Wasserpflanzen sind in dieser Periode noch selten; doch treten namentlich im obern Horizont regelmäßig mehrere *Potamogeton*-Arten auf. Dazu gesellen sich einige andere, von denen *Myriophyllum spicatum*, *Hippuris vulgaris* und *Batrachium aquatile confervoides* die wichtigsten sind.

II. Stratigraphie und Paläontologie der nordwestdeutschen Moore.

Für die Erkenntnis der weiteren Entwickelung der nordwestdeutschen Flora sind wir fast ausschließlich auf das Studium der Moore angewiesen. Bei der großen Verbreitung der Moore in Norddeutschland bietet dieser Umstand eine gewisse Gewähr dafür, daß die horizontale und vertikale Verbreitung der meisten Arten der in Mooren auftretenden Pflanzenvereine sowie einzelner Arten, die in der Nähe der Moore leben, ziemlich genau festgestellt werden kann. Dagegen bleibt infolge jenes Umstandes die Geschichte vieler Arten, die die Nähe der Moore meiden, aber klimatologisch uns sehr wertvolle Aufschlüsse geben könnten, in Dunkel gehüllt.

Die nordwestdeutschen Moore, welche für unsere Frage in Betracht kommen, lassen sich nach ihrem Alter — ohne Rücksicht auf die Art ihrer Entstehung und ihrer weiteren Entwicklung — in zwei Gruppen ordnen. Wir unterscheiden demnach im folgenden ältere und jüngere Moore in Nordwestdeutschland. Das Alter der Moore läßt sich aus ihrer Stratigraphie und Fossilführung bestimmen.

1. Die älteren Moore.

Die erste Gruppe umfaßt Moore, deren älteste Schichten bis in die Zeit zurückreichen, die der Dryasperiode direkt gefolgt ist. Jene ältesten Schichten bestehen einerseits, und zwar in den meisten bekannten Fällen, aus Faulschlammbildungen, die in stehendem, verhältnismäßig tiefen Wasser zum Absatz gelangten, anderseits aus Moorbildungen s. str., die teils als Sumpftorf in seichtem Wasser entstanden, teils als Rasentorf bzw. Waldtorf sich über mehr oder weniger ausgedehnte flache, jedenfalls aber sehr feuchte Niederungen ausbreiteten. Über den ältesten Schichten folgt nun in ganz normaler Weiterentwicklung der Moore bis zur Gegenwart in einem Fall Flachmoortorf, im andern Fall Hochmoortorf bzw. Hochmoortorf über Flachmoortorf, je nach den lokalen ökologischen Verhältnissen der Bildungsstätte, namentlich in bezug auf den Nährstoffgehalt des zugeführten Wassers und in bezug auf den Grundwasserstand. Ohne aber die Stratigraphie der Moore hier ausführlich zu erörtern, muß doch auf die Hochmoore der ersten Gruppe etwas näher eingegangen werden, da sie für die

Lösung der Klimafrage ein wichtiges stratigraphisches Merkmal enthalten. Es sei im folgenden der Typus eines solchen Moores, unter Weglassen aller lokalen Besonderheiten, kurz geschildert. Auf den ältesten Schichten eines derartigen Hochmoores folgt zunächst ein mehr oder weniger mächtiger, überaus stark zersetzter Hochmoortorf (Sphagnetumtorf), in dem mit Ausnahme der nicht häufigen, regellos im Torf zerstreuten holzigen Bestandteile fast durchweg alle pflanzlichen Reste derart desorganisiert sind, daß sie nur in den seltensten Fällen ohne große Mühe wiedererkannt und bestimmt werden können. Dieser Hochmoortorf („älterer Sphagnetumtorf") schließt nach oben mit einer stark erdig oder mulmig zersetzten, zuweilen bröckeligen und holzreichen dünnen Schicht („Grenztorf") scharf gegen den das Hangende der beiden bisher genannten Torfschichten bildenden und nur schwach zersetzten Hochmoortorf („jüngern Sphagnetumtorf") ab, dessen Bildung bis in die Zeit der Gegenwart anhielt (bzw. noch anhält). Die Moore an der untern Ems, vor allem das große Bourtanger Moor, sind treffliche Beispiele dafür, ebenso Teile des Schweier Moores an der untern Weser, des Kehdinger Moores an der untern Elbe und das Gifhorner Moor.

Was die in den Mooren der ersten Gruppe eingeschlossene Flora betrifft, so sollen im folgenden nur diejenigen Arten zur Besprechung herangezogen werden, die in dieser oder jener Richtung als klimatische Indikatoren gelten können. Das sind aber in einwandfreier Weise die allerwenigsten Wasser- und Moorpflanzen, da sie in ganz besonderem Maße unter edaphischen Einflüssen leben; sondern es kommen hierfür vornehmlich die Pflanzen des festen Landes, und zwar vor allem die Baumgewächse, in Betracht. Die phytopaläontologische Untersuchung der Moore kann aber im allgemeinen nur das Vorhandensein anemophiler Bäume während der verschiedenen Entwicklungsphasen der Flora nachweisen, d. h. solcher Bäume, deren Pollen vom Winde weithin entführt und in großen Mengen u. a. auch über die Moore zerstreut werden. Zur Vervollständigung des Bildes werden daher einzelne Resultate aus meinen gelegentlichen phytopaläontologischen Untersuchungen mitverwertet, die sich auf pflanzenführende alluviale Ton- und Faulschlammtongesteine beziehen. Die Moore der ersten Gruppe lassen nun übereinstimmend folgenden Entwicklungsgang der nordwestdeutschen Pflanzenwelt erkennen.

Die ältesten Schichten führen bereits nicht nur reichlich Pollen von *Betula alba* und *Pinus silvestris*, sondern auch deren Holzreste, so daß für das nordwestliche Deutschland die An-

nahme begründet ist, daß auf die Dryasperiode hier sofort eine Birken-Kiefernperiode folgte, ohne daß eine Periode der Birke und der Zitterpappel s. str. zwischengeschaltet wäre (s. Anmerk. 1). Birke und Kiefer blieben sehr lange nicht bloß die herrschenden, sondern wohl die einzigen Waldbildner, die die Moore in weitem Umkreis umgaben und in zerstreuten Exemplaren auch auf diesen selbst Fuß faßten. Man trifft in den bisher genau untersuchten Hochmooren der ersten Gruppe vom Liegenden aufwärts bis dicht unter den Horizont des Grenztorfes ausschließlich ihre Holzreste, seien es einzelne Wurzeln oder Stubben oder Stammbruchstücke und Reiser, und auch die in diesen Schichten nachgewiesenen Pollen anemophiler waldbildender Bäume gehören fast nur der Birke und der Kiefer an (s. Anmerk. 2). Die alten Flachmoore weisen in ihren ältesten Schichten von waldbildenden Bäumen ebenfalls nur Reste der Birke und z. T. der Föhre auf. Dazu gesellen sich neben der Zitterpappel (*Populus tremula*) strauch- und baumartige Weiden, von denen allmählich der Formenkreis der *Salix caprea* überwiegt (s. Anmerk. 3). Was die torfbildenden Sumpfpflanzen dieser Entwicklungsphase betrifft, so interessiert hier namentlich das frühe Auftreten von *Phragmites communis* und *Menyanthes trifoliata*. Man findet beide Arten bereits in den alleräItesten Schichten dieser Moore; in einem Falle (XIX, S. 252) wurde *Phragmites communis* sogar noch zusammen mit *Dryas octopetala*, *Salix phylicifolia* und *Salix reticulata* gefunden. Unter den Wasserpflanzen nehmen die Potameen rasch an Artenzahl zu und es gewinnen *Nuphar luteum* und *Nymphaea alba* sehr bald an räumlicher Ausdehnung.

Erst in der Nähe des Grenztorfes ändert sich im Profil der älteren Hochmoore das Florenbild. Ziemlich gleichzeitig treten in den betreffenden Schichten die Pollen der Hasel (*Corylus Avellana*), der Eiche (*Quercus pedunculata*) und der Erle (*Alnus glutinosa*) auf. Die Eiche wird rasch der herrschende Waldbaum, ohne daß aber Birke und Kiefer verschwinden. Dieselbe Erscheinung bieten uns die alten Flachmoore dar, die in diesem Horizont auffallend viele makroskopische Reste jener Bäume, besonders aber deren Pollen enthalten. Mit andern Worten, die Birken-Kiefernperiode wird von der Eichenperiode abgelöst. Es scheint, daß die Eiche etwas früher als die Erle, und die Hasel etwas früher als die Eiche im Gebiet aufgetreten ist. Die Linde (wahrscheinlich stets *Tilia parvifolia*) lebte bereits damals am Rande der Moore, sie scheint gleichzeitig mit der Hasel sich über den größten Teil des Gebietes verbreitet zu haben. Dazu kommen die Esche (*Fraxinus excelsior*) und der Hartriegel (*Cornus sanguinea*), über deren Einwanderungszeit

indes wegen der Seltenheit ihrer Funde keine genauen Angaben möglich sind (s. Anmerk. 4). Charakteristische Vertreter der Sumpfflora der Eichenperiode sind u. a. namentlich *Cladium Mariscus*, *Carex Pseudo-Cyperus* und *Lycopus europaeus*, die alle schon zu Beginn dieser Periode im Gebiet heimisch sind. Dasselbe gilt für die der Eichenperiode eigentümlichen Vertreter aus der Reihe der Wasserpflanzen, nämlich *Ceratophyllum demersum*, *C. submersum* und *Najas major*, während *Trapa natans* wohl einem jüngern Abschnitt der Eichenperiode angehört. Ungefähr gleichaltrig mit dem Grenztorf der älteren Hochmoore oder nur sehr wenig jünger sind zahlreiche gering mächtige Waldtorflager im Küstengebiet der Nordsee (s. Anmerk. 5), von denen ein, Teil jetzt von einer mehrere Meter mächtigen Schlickablagerung, weiter landeinwärts von jüngerem Hochmoortorf bedeckt wird, während ein anderer Teil seewärts bis auf mehrere Kilometer Küstenentfernung (z. B. unterhalb der Wesermündung bis zur 20 m-Tiefenlinie) unter den Wogen der Nordsee begraben liegt. Jene alten versunkenen Wälder bestanden aus mächtigen Eichen neben Birken, Kiefern und Erlen und konnten wie an der nordwestdeutschen so auch an der ganzen holländischen Küste nachgewiesen werden.

Die jüngsten Torfschichten der älteren Moore, nämlich alle Schichten, die jünger sind als der „Grenztorf", tragen mehr oder weniger Hochmoorcharakter, und zwar umfassen sie einerseits typischen Hochmoortorf, wie er namentlich in dem „jüngeren Sphagnetumtorf" der alten Hochmoore auftritt, und andrerseits alle Stadien der Übergangsbildungen vom Flachmoor- zum Hochmoortorf in den hangenden Schichten der alten Flachmoore von dem Horizont ihres Profiles an, in dem die verschiedensten Hochmoorpflanzen (*Sphagnum*, *Eriophorum*, *Scirpus*, *Calluna* usw.) mehr und mehr an Boden gewinnen („Zwischenmoorschichten" genannt) bis zur völligen Unterdrückung der Flachmoorvegetation. Für die Entwicklungsgeschichte der nordwestdeutschen Flora verzeichnen diese jüngsten Schichten der älteren Moore nur noch einen geringen Fortschritt. Am wichtigsten ist das Auftreten der Buche (*Fagus silvatica*) zu einer verhältnismäßig frühen Zeit, als Eichen und Erlen noch lange die herrschenden Waldbäume waren. Doch begegnet man in den Mooren den makroskopischen Resten der Buche nur selten (vgl. z. B. V, S. 9—10, ferner S. 29, Anmerk. 1 und IV, S. 24), und auch ihre Pollen sind im Verhältnis zu denen der Eiche und der Erle in den betreffenden Schichten durchaus nicht häufig. Dieser Umstand deutet wohl an, daß die Buche in unserem Gebiet nie zur völligen Herrschaft über die Eiche gelangt ist, so daß wir hier von einer Buchen-

periode nur mit Einschränkung sprechen können. Die Buche ist in ihren Ansprüchen an den Boden weit wählerischer als die Eiche, namentlich in bezug auf Kalk- und Lehmgehalt des Untergrundes. Darin liegt wohl der Hauptgrund für jene Erscheinung, nicht etwa in klimatischen Differenzen zwischen unserm Gebiet und andern Gebieten, wo die Buche tatsächlich die Eiche verdrängte. Nach dem überaus häufigen Vorkommen der Erle in den Torfschichten dieser Periode nennt man sie vielleicht besser Erlen-Buchenperiode als Buchenperiode. Sie leitet unmerklich zur historischen Zeit, der rezenten Zeit in geologischem Sinne, herüber, in welcher nicht bloß in Nordwestdeutschland die natürliche Weiterentwicklung der Pflanzenwelt durch intensive Kulturarbeit des Menschen in bestimmte Bahnen gelenkt wird.

2. Die jüngeren Moore.

Die Moore der zweiten Gruppe sind bedeutend jünger als die Moore der ersten Gruppe und reichen in ihren Anfängen nur bis in die Zeit der Eichenperiode zurück. Hierher gehört die Mehrzahl unserer Moore, und zwar umfaßt die Gruppe wohl sämtliche Flachmoore in den alluvialen Talböden unserer Flüsse, dazu sehr viele jetzt in einem mehr oder weniger vorgeschrittenen Stadium der Zwischenmoore befindliche größere und kleinere Wannenmoore auf den diluvialen Flußterrassen und die meisten Hochmoore im Gebiet des Höhendiluviums, die sich im Verhältnis zu den älteren Hochmooren durch kleinen Umfang, geringe Mächtigkeit und das Fehlen von „älterem Sphagnetumtorf" auszeichnen. Gemeinsam ist von unserm Gesichtspunkt aus allen jüngeren Mooren, daß an ihrer Basis neben Birken und Kiefern reichlich makroskopische und namentlich mikroskopische Reste der Hasel, der Linde, der Eiche und vor allem der Erle auftreten. Man wird demnach den Anfang der Bildung dieser Moore in den meisten Fällen an den Schluß der Eichenperiode zu verlegen haben, d. h. in den Zeitabschnitt, welcher der Zeit des „Grenztorfes" direkt folgte.

Was, vom Gesichtspunkte der Klimafrage aus betrachtet, die Stratigraphie der hierhergehörigen Moore unseres Gebietes betrifft, so lassen die Flachmoore überhaupt keine über lokale Bedeutung hinausgehende Gliederung zu, wenn man nicht der Sache Zwang antun will, und die Hochmoore meist nur insofern, als viele von ihnen sich auf einer meist ganz gering mächtigen Schicht Waldtorf (s. Anm. 6) mit Resten der erwähnten Bäume

aufbauen, d. h. aus einem versumpfenden Wald hervorgegangen sind.

Bezüglich der in den jüngeren Mooren eingeschlossenen Pflanzenreste ist nur zu erwähnen, daß sie von der Eichenperiode an aufwärts genau dieselben Stufen in der Entwicklungsgeschichte unserer Flora erkennen lassen, welche wir aus dem Studium der älteren Moore kennen gelernt haben.

Auf das Vorkommen der Fichte (*Picea excelsa*) wurde in den bisherigen Ausführungen nicht eingegangen, weil sie in Nordwestdeutschland wahrscheinlich nur vorübergehend auftrat und auf den Gang der Florengeschichte bei uns keinerlei Einfluß hatte. Dagegen möge der Vollständigkeit halber an dieser Stelle der vielumstrittene wichtige Punkt kurz erörtert werden, der den Endemismus der Fichte in Nordwestdeutschland betrifft.

Die Fichte kommt gegenwärtig an wenigen Stellen Nordhannovers unter Verhältnissen vor, die auf ihr Vorkommen daselbst schon vor 200—300 Jahren schließen lassen und, wie auch aus andern Gründen hervorgeht, ihre Spontaneität dort wahrscheinlich machen (eine übersichtliche Zusammenstellung hat Brandes (II) gegeben). Merkwürdigerweise sind jene Standorte in weitem Bogen um das Zentralgebiet der Lüneburger Heide herum angeordnet, indem sie südlich und westlich einer Linie liegen, die von Celle-Unterlüß im Süden sich über Walsrode-Syke im Westen gegen Tostedt-Harburg im Norden hinzieht. In dasselbe, die eigentliche Lüneburger Heide ausschließende Gebiet fallen auch die wenigen bis jetzt bekannt gewordenen Fundorte für das subfossile Vorkommen der Fichte (s. Anmerk. 7). Nach den bis heute vorliegenden Untersuchungen scheint hier die Fichte zum erstenmal aufgetreten zu sein, als die Buche sich einbürgerte, und neben der Eiche die Erle der herrschende Waldbaum war. Ihre Einwanderung muß von Süden bzw. von Südwesten her erfolgt sein, da weder in England noch in Holland die Fichte als indigen nachgewiesen werden konnte, und ihr subfossiles Vorkommen selbst für Flandern bezweifelt wird (XXIV, S. 71—72, vgl. auch a. a. O. S. 165). Bei ihrem raschen nördlichen Vordringen scheint die Fichte die Talgebiete der Ems und der Weser bevorzugt, dagegen das zentrale Gebiet der Lüneburger Heide gemieden zu haben (soweit ich nach meinen bisherigen diesbezüglichen Studien, die sich namentlich auf die Moore im Talgebiet der Örtze-Gerdau zwischen Hermannsburg und Eimke beziehen, urteilen kann). Dadurch würde das gänzliche Fehlen eines Fichtenrestwaldes, ja selbst einzelstehender alter Exemplare der Fichte in diesem Gebiet sich von

selbst erklären (vgl. BRANDES, II). Im nördlichen Teil unseres Gebietes konnte sich die Fichte im Kampf mit Eiche, Erle und Buche anscheinend nur ganz vorübergehend behaupten und mußte sich rasch wieder nach Süden zurückziehen bis zu einer Linie, die ungefähr von Bodenteich (Kreis Ülzen) im Osten über Unterlüß-Hermannsburg nach Westen bis ungefähr Walsrode reicht und von dort im Bogen über Nienburg in der Richtung nach Minden sich fortsetzt. Diese Linie schließt mit der von Minden über Hannover gegen Wolfenbüttel verlaufenden heutigen Nordgrenze der spontan vorkommenden, geschlossene Wälder bildenden Fichte eine Zone ein, in der sie sich subfossil bis in die jüngsten Schichten der Moore nachweisen läßt, und wo sie bis heute noch auf größeren Flächen urwüchsig vorkommt. Im Oberharz hat, wie schon aus der Höhenlage erklärlich, die Fichte die Rolle der Buche übernommen; dort folgt, wie ich durch ausgedehnte Untersuchungen der Oberharzer Hochmoore feststellen konnte, auf die Eichenperiode (mit Eichen, Haseln, Erlen, Kiefern, Linden) sofort die Fichtenperiode, in der die Fichte zunächst noch lange mit der Kiefer zusammen wuchs, bis sie schließlich die alleinige Beherrscherin des Gebirges wurde. Die weit im Norden von der heutigen Fichtengrenze gelegenen wahrscheinlich ursprünglichen Fichtenbestände bei Harpstedt und Harburg-Rosengarten scheinen letzte versprengte Restwälder zu sein, die lediglich lokal beschränkten günstigen Wachstumsbedingungen (relativ große Luftfeuchtigkeit, Höhe der jährlichen Niederschlagsmenge) ihr Dasein danken.

Obige Ausführungen über den Endemismus der Fichte in Nordwestdeutschland können nur als vorläufige Ergebnisse von nicht abgeschlossenen Untersuchungen gelten und bedürfen der Nachprüfung durch Ausdehnung ähnlicher Studien auf die große Zahl der noch nicht untersuchten Moore im Gebiet. Soviel läßt sich aber schon heute erkennen, daß die Fichte wohl mit der Buche und Erle zusammen rasch nach Norden vorgedrungen ist, sich aber im größten Teil des Gebietes nicht halten konnte und weit nach Süden zurückweichen mußte. Ob die heutige Nordgrenze ihres geschlossenen Areals noch im zurückweichenden Stadium sich befindet, ob sie stationär ist, oder ob sie erneut nordwärts sich vorschiebt, das ist eine offene Frage. Ob die Erscheinung klimatische Ursachen hat und als Ausdruck eines sich vorbereitenden Klimawechsels zu deuten ist (vgl. ein ähnliches, wenn auch nicht derart auffälliges Verhalten der Kiefer in Nordwestdeutschland), auch das steht dahin. Eine befriedigende Erklärung für sie läßt sich zurzeit jedenfalls nicht geben.

III. Vergleich der florengeschichtlichen Perioden Nordwestdeutschlands mit den geologischen Zeitabschnitten des Balticums nach der Eiszeit.

Versuchen wir die einzelnen Perioden unserer Florengeschichte in die geologischen Abschnitte der Alluvialzeit einzuordnen, so erhalten wir den Schlüssel dazu in den Moorbildungen im Küstengebiet der Nordsee und namentlich der Ostsee. Hier fällt der Beginn der Litorinazeit mit dem Endabschnitt der Eichenperiode zusammen. Die Erlen-Buchenperiode begann etwas später und dürfte mit der zweiten Hälfte der Litorinazeit zusammenfallen. Demnach decken sich Dryasperiode, Birken-Kiefernperiode und der größte Teil der Eichenperiode unseres Gebietes mit der Yoldiazeit und der Ancyluszeit der skandinavischen Forscher. Im einzelnen führen floristische und stratigraphische Erwägungen zu folgender Abgrenzung.

Die Dryasablagerungen finden sich nur im nördlichen Teil des Gebietes, in Schleswig-Holstein, Lübeck, Lauenburg, Mecklenburg, und reichen südwärts nicht über den Gürtel der Hauptendmoränen der letzten Vergletscherung hinaus. Außerhalb dieser Zone setzen die pflanzenführenden Ablagerungen sofort mit Moorbildungen ein. Es ist möglich, daß deren älteste Schichten mit den Dryastonen gleichaltrig sind, obwohl sich das nicht wird beweisen lassen. Indessen sprechen manche Erwägungen, namentlich solche geophysikalischer Art, dafür, daß zur Zeit der Dryasperiode im Norden, wenigstens aber gleichzeitig mit dem untern Horizont derselben, in den südlicher gelegenen Teilen Nordwestdeutschlands eine Steppenperiode mit starker Dünenbildung herrschte, worauf an dieser Stelle aber nicht näher eingegangen werden soll. Obige Annahme erklärt befriedigend sowohl das Fehlen einer Dryasflora als auch einer Sumpf- und Moorflora in diesen Gegenden am Ende der Glazialzeit. Dagegen hege ich kein Bedenken, die ältesten Schichten der alten Moore außerhalb des erwähnten Endmoränengürtels wenigstens als gleichaltrig mit dem oberen Dryashorizont der deutschen Ostseeküste zu betrachten, zumal dessen Einschlüsse durchaus nicht für arktische Verhältnisse sprechen, sondern auf eine Julitemperatur von wenigstens 6° C und eine Vegetationsdauer für höhere Pflanzen von 4—5 Monaten schließen lassen. Dazu kommt, daß in allen genau studierten Dryasprofilen auf den Dryashorizont sofort der Birken-Kiefernhorizont folgt, mit allen Florenelementen

dieses Horizontes in den südlicher gelegenen Mooren. Mit anderen Worten, eine Dryasperiode macht sich nur im nördlichen Teile unseres Gebietes, im Küstengebiet der Ostsee geltend, wird in südlicheren Gegenden wahrscheinlich zunächst durch eine Steppenperiode vertreten (wofür aber die Moore keinen Beweis liefern können!) und fällt im übrigen zusammen mit dem Anfang der Birken-Kiefernperiode im südlichsten Teil. Nach den bisherigen Ermittlungen scheint die Dryasperiode in den deutschen Ostseegebieten nur von kurzer Dauer gewesen zu sein, so daß sie wahrscheinlich nur einem Teil der Yoldiazeit der skandinavischen Forscher (vielleicht summarisch der ersten Hälfte jener Zeit) entspricht. Triftige positive Beweise hierfür lassen sich aber nicht angeben. Der Beginn der Eichenperiode im nördlichen Teil unseres Gebietes kann zeitlich genauer bestimmt werden. Die Eiche tritt hier als Waldbildner (NB! Nicht das vereinzelte Vorkommen von Pollen dieses Baumes in einer Schicht ist für die Zeitbestimmung maßgebend, sondern das regelmäßige, wenn auch nicht immer häufige Vorkommen von Pollen und makroskopischen Resten des Baumes von einem bestimmten Horizont an aufwärts, dazu das Vorkommen anderer Florenelemente, die ich im weiteren Sinne als Eichenbegleiter bezeichnen möchte) erst in den Schichten auf, die dem Zeitabschnitt angehören, in dessen Verlauf der Grenztorf der alten Hochmoore sich bildete, und der dem Einbruch des Litorinameeres in das baltische Becken vorausging (vgl. auch die gleichaltrigen Waldtorf- und Stubbenlager auf dem Grunde der Nordsee). Das heißt, die Eichenperiode fällt dort zusammen mit dem letzten Abschnitt (vielleicht der zweiten Hälfte) der Ancyluszeit und dem Beginn der Litorinazeit. Im südlichen Teil dagegen tritt die Eiche früher auf; so werden z. B. ihre Pollen im Gifhorner Moor schon im ältern Moostorf tief unter dem Grenztorfhorizont gefunden. Hier wird man den Beginn der Eichenperiode mit dem Beginn der Ancyluszeit gleichsetzen dürfen (ohne daß freilich auch hier zwingende Beweise dafür erbracht werden könnten; denn petrographisch findet in der Nähe des Eichenhorizontes der Moore keinerlei etwa darauf zurückzuführender oder regional nachweisbarer Schichtwechsel statt), und nur in diesem Sinne können wir Webers Annahme beipflichten, daß die Eichenperiode den größten Raum des postdiluvialen Zeitalters in unserem Lande (gemeint ist das ganze norddeutsche Tiefland) umfaßt (XXVII, 7, S. 109). Birken-Kiefernperiode und Eichenperiode würden sich demnach in Nordwestdeutschland derart auf Yoldiazeit und Ancyluszeit einschließlich Anfang der Litorinazeit verteilen, daß

(wenn man für die Dryasperiode nur eine kurze Dauer annimmt, wofür Wahrscheinlichkeitsgründe sprechen) schon in der zweiten Hälfte der Yoldiazeit floristisch sich das ganze Gebiet Nordwestdeutschlands in der Birken-Kiefernperiode, gegen Ende der Ancyluszeit in der Eichenperiode befand, und daß die dazwischenliegende Zeit dem Kampf der Kiefer und der Eiche um die Herrschaft und dem allmählichen siegreichen Vordringen der Eiche nach Norden gehörte (vgl. das Schema auf S. 175). Daß die Herrschaft der Buche (bzw. der Erle und der Buche) in Nordwestdeutschland erst um die Mitte der Litorinazeit begann, wurde bereits erwähnt.

Versuchen wir, den Mooren Nordwestdeutschlands auf Grund ihrer Stratigraphie und Paläontologie eine praktisch durchführbare geologische Gliederung zu geben, so ist klar, daß die ermittelten floristischen Horizonte hierzu nicht verwendet werden können. Ebensowenig kann die geologische Gliederung des baltischen Alluviums auf sie übertragen werden. Am besten teilt man daher die Moore in ältere und jüngere, wie es oben geschehen ist, und unterscheidet altalluviale Moore und jungalluviale Moore. Denn die am Ende der Ancyluszeit eingeschaltete Trockenperiode (s. S. 179) bedeutet für die Entwicklung der nordwestdeutschen Moore einen markanten Einschnitt, der sich teils stratigraphisch, teils paläontologisch sowohl in den älteren als auch in den jüngeren Mooren erkennen läßt. Wir parallelisieren demnach

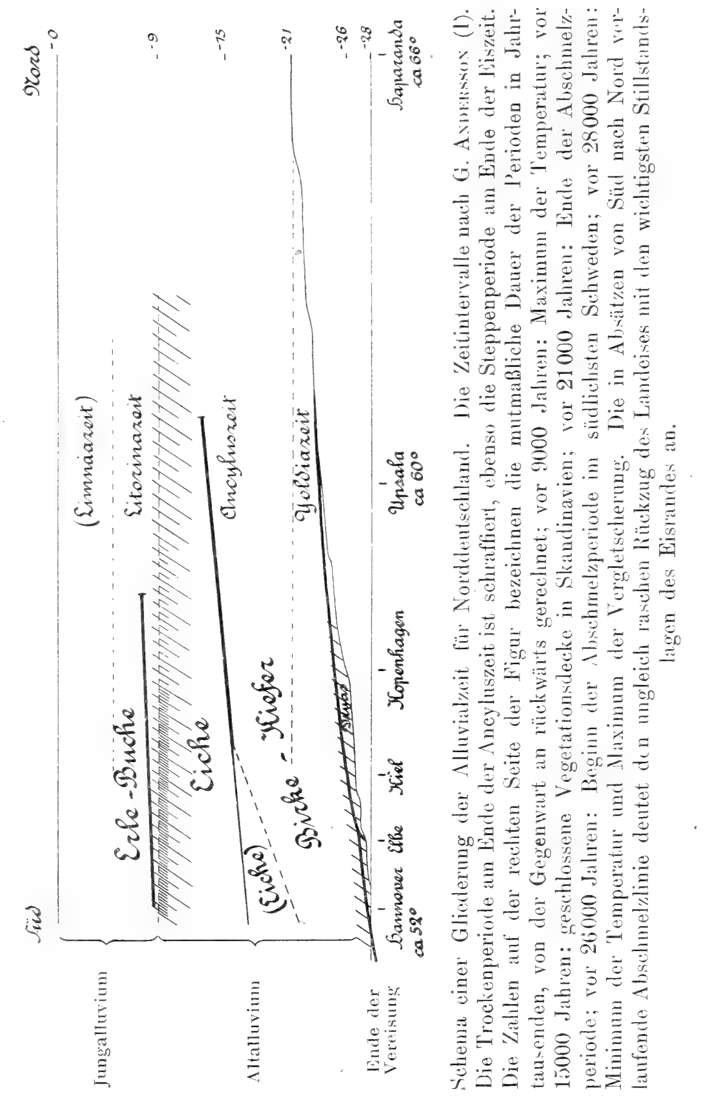
Yoldiazeit + Ancyluszeit = Altalluvium
Litorinazeit + Jetztzeit = Jungalluvium'

Das beifolgende Schema versucht die obigen Ausführungen über die chronologische Gliederung des Alluviums in unserem Gebiet zu veranschaulichen.

IV. Das nacheiszeitliche Klima.

Unter allen Faktoren, durch deren Zusammenwirken das „Klima“ einer Gegend bedingt ist, sind besonders wichtig Temperatur, Luftfeuchtigkeit und atmosphärische Niederschläge. Der jährliche Temperaturverlauf bedingt die Wärme oder Kälte eines Klimas, Luftfeuchtigkeit und atmosphärische Niederschläge sind die Ursachen für ein feuchtes oder trockenes Klima, und alle drei Faktoren zusammen bestimmen im wesentlichen den Charakter eines Klimas als eines ozeanischen, kontinentalen, arktischen usw.

Im allgemeinen spiegeln der Aufbau unserer Moore und die in ihnen schichtweise eingeschlossene Flora die jeweiligen



Schema einer Gliederung der Alluvialzeit für Norddeutschland. Die Zeitintervalle nach G. Andersson (1). Die Trockenperiode am Ende der Ancyluszeit ist schraffiert, ebenso die Steppenperiode am Ende der Eiszeit. Die Zahlen auf der rechten Seite der Figur bezeichnen die mutmaßliche Dauer der Perioden in Jahrtausenden, von der Gegenwart an rückwärts gerechnet; vor 9000 Jahren: Maximum der Temperatur; vor 15000 Jahren: geschlossene Vegetationsdecke in Skandinavien; vor 21000 Jahren: Ende der Abschmelzperiode; vor 26000 Jahren: Beginn der Abschmelzperiode im südlichsten Schweden; vor 28000 Jahren: Minimum der Temperatur und Maximum der Vergletscherung. Die in Absätzen von Süd nach Nord verlaufende Abschmelzlinie deutet den ungleich raschen Rückzug des Landeises mit den wichtigsten Stillstandslagen des Eisrandes an.

klimatischen Verhältnisse bezüglich der erwähnten Faktoren wider. Aber es ist hierbei nicht zu vergessen einerseits, daß für die Pflanzenvereine eines Moores selbst edaphische Einflüsse eine sehr große Rolle spielen, andererseits, daß von den Pflanzen der Umgebung nur zufällig und unregelmäßig Teile in das

Moor geraten. Beide Umstände bedingen es, daß aus den Ergebnissen des phytopaläontologischen Studiums der Moore nur der Hauptweg der klimatischen Ereignisse erkannt werden kann, daß dagegen Schwankungen des Klimas innerhalb eines kurzen Zeitabschnittes, falls solche stattgefunden haben, oder eine nur allmählich sich vollziehende schwache Klimaänderung innerhalb einer längeren Periode nicht mit Sicherheit nach ihrem Betrag und ihrer Dauer festgestellt werden kann. Hier hat die Forschung auf anderen Gebieten ergänzend einzusetzen.

1. Die Temperatur.

Es ist bereits kurz erwähnt worden, daß während der Dryasperiode selbst zur Zeit der ältesten Dryasablagerungen in unserem Lande kein arktisches, geschweige hocharktisches Klima geherrscht haben kann. Denn die in jenen Schichten vorkommenden Wasserpflanzen benötigen eine Julitemperatur von ca. 6° C und brauchen zur Samenreife eine Vegetationszeit von 4—5 Monaten mit einer Temperatur von wenigstens 3°. Die Temperaturverhältnisse besserten sich während der Dryasperiode ziemlich rasch; denn man findet in den oberen Horizonten jener bei uns verhältnismäßig gering mächtigen Ablagerungen bereits *Phragmites communis*, und bald treten in lückenloser Schichtfolge mächtige Faulschlammbildungen auf als deutlicher Beweis für ein reges pflanzliches und tierisches Kleinleben in den Gewässern. Gleichzeitig stellt sich der erste Baumwuchs ein mit Birken und Kiefern: Beginn der Birken-Kiefernperiode, für den sich eine mittlere Temperatur von mindestens 8° C für die Monate Mai bis September berechnen läßt (12° Julitemperatur nach G. Andersson). Gleicherweise ist für den Beginn der Eichenperiode eine mittlere Temperatur der Monate Mai bis September von 12—13° C (oder 16° C Julitemperatur nach G. Andersson) und für den Beginn der Erlen-Buchenperiode von wenigstens 17° C für die Monate Mai bis September anzunehmen. Es scheint aber, daß die Mitteltemperatur von 17° C, die hier als Minimum für den Anfang der Buchenperiode gesetzt ist, schon während der Eichenperiode erreicht wurde. Dafür spricht das Vorkommen der Esche *(Fraxinus excelsior)* bei Dörverden an der Weser in Ablagerungen aus der Zeit der Eichenperiode. Die Esche verlangt nämlich in unseren Breiten zur Samenreife dieselbe jährliche Wärmesumme wie die Buche.

Das sind die Hauptdaten, welche die Florengeschichte für den Gang der Temperatur in Nordwestdeutschland vom Ab-

schmelzen des letzten Landeises bis zur Einwanderung der Buche uns an die Hand gibt. Wir ersehen daraus namentlich das rasche Steigen der Temperatur in der kurzen Dryasperiode der deutschen Ostseegebiete, die Verzögerung der Wärmezunahme in der langen Birken-Kiefernperiode und die abermalige rasche Steigerung der Temperatur zur Zeit der Eichenperiode in jenen Gegenden. Für die südlichen Teile Nordwestdeutschlands fällt die niedrige Temperatur der Dryasperiode wohl ganz weg. Das frühzeitige Erscheinen von Birke und Kiefer in diesen wie auch in den westlichsten Teilen unseres Gebietes läßt vermuten, daß beide Bäume zur letzten Eiszeit nicht sehr weit nach Süden zurückgedrängt worden waren, und der Umstand, daß in den norddeutschen Küstengebieten nach einer kurzen Dryasperiode sofort mit der Birke auch die Kiefer einwanderte, berechtigt zu der Annahme, daß das umfangreiche Außengebiet der Hauptendmoränen der letzten Eiszeit, also namentlich das Gebiet südlich und südwestlich der Elbe, rasch von seiner Eisdecke befreit wurde (vgl. hierfür das Schema S. 175). Das weite Gebiet mit seinen ausgedehnten Sandflächen konnten dann über seinen ganzen Umfang hin die xerophilen Birken und Kiefern, sobald nur die Temperaturverhältnisse dies zuließen, um so rascher besiedeln, als ihre Samen ja an die Verbreitung durch den Wind vorzüglich angepaßt sind. Beides — das frühzeitige Erscheinen und die rasche Verbreitung von Birke und Kiefer in dem weiten Areal — rechtfertigt den Schluß, daß hier bald nach dem Abschmelzen des Eises eine Mitteltemperatur von mindestens 6° C für die Monate Mai bis September geherrscht habe. Hier wird die langsame Verbesserung der Temperaturverhältnisse während der Birken-Kiefernperiode recht augenscheinlich.

In Dänemark wies Hartz einen kurzen Kälterückschlag am Ende der Dryasperiode nach. Für unser Gebiet konnten durch die bisherigen floristischen Untersuchungen keine Anzeichen dafür gefunden werden. Insbesondere ist zu betonen, daß unter den zahlreichen Profilen, die Diederichs aus mecklenburgischen Mooren veröffentlichte, keines ist, das jene Annahme für unser Gebiet rechtfertigen könnte. Dies betrifft namentlich auch die Profile der Moore von Neu-Sanitz, Krummendorf und Testorf, die oberflächlich betrachtet für einen Kälterückschlag zu sprechen scheinen. Die liegendsten pflanzenführenden Schichten jener Moore gehören nach dem Pflanzenbefund allerhöchstens dem oberen Dryashorizont, wahrscheinlicher indessen dem nächst jüngeren an, der den Anfang der Birken-Kiefernperiode in jenem Gebiet repräsentiert. Das

Auftreten von *Betula nana*, bei Krummendorf sogar von *Dryas octopetala* über den basalen Moorbildungen dort ist in allen vier Fällen mit dem gleichzeitigen Vorkommen von Baumgewächsen, insbesondere von *Pinus silvestris* und *Betula alba*, verknüpft, woraus sich unzweifelhaft die Temperaturverhältnisse der Birken-Kiefernperiode für jenen Zeitabschnitt ergeben. Es kann übrigens durchaus nicht befremden, daß jene Glazialpflanzen an günstigen Standorten, zu denen für die kalkholde *Dryas octopetala* die kalkreichen Geschiebemergelböden Mecklenburgs in erster Linie zählen, sich als „Relikte“ bis in die Birken-Kiefernzeit erhalten haben.

Ob die Wärmezunahme während der Eichenperiode bis zum Beginn der Erlen-Buchenperiode bei uns tatsächlich nur bis zu der angeführten Mitteltemperatur von 17° C stieg, oder ob sie höhere Werte erreichte, läßt sich der in unseren Mooren niedergelegten Flora jener Periode nicht entnehmen. Bekanntlich hat G. ANDERSSON in scharfsinniger Weise aus dem ehemaligen und jetzigen Verbreitungsgebiet der Hasel in Schweden berechnet, daß dort ungefähr zur Zeit des höchsten Standes des Litorinameeres ein um wenigstens 2,4° C wärmeres Klima geherrscht hat als das heutige in jenen Gebieten. Die Frage liegt nahe, ob nicht im Zusammenhang damit auch in unserem Gebiet eine derartige Wärmesteigerung über die heutige Jahrestemperatur hinaus stattgefunden hat. Wie oben angedeutet, kann unsere Florengeschichte diese Frage nicht beantworten, weil die klimatische Polargrenze aller in unseren Mooren aufgefundenen Arten weiter nördlich verläuft. Es ist aber folgendes zu erwägen. Da die ehemalige Haselgrenze in Schweden, die mit der heutigen 9,5°-Isotherme für August und September ziemlich zusammenfällt, heute als Mittelwert für die Monate Mai bis September nur eine Wärme von 10—10,5° C aufweist, so genügt dort für jenen wärmeren Zeitabschnitt schon eine Mitteltemperatur von ca. 13° C für die Monate Mai bis September, um das von ANDERSSON gefundene Resultat zu rechtfertigen. Wir haben aber für denselben Zeitabschnitt in Nordwestdeutschland aus dem Vorkommen der Buche eine mittlere Temperatur von minimal 17° C für die Monate Mai bis September berechnet, folglich braucht jene Wärmesteigerung über die heutige Jahrestemperatur hinaus, wie sie im östlichen Schweden stattfand, durchaus nicht eine ebensolche in unserem Gebiet zur Voraussetzung zu haben (s. Anm. 8). Jene Erscheinung kann vielmehr sehr gut lokaler Natur in dem Sinne gewesen sein, daß sie sich in erster Linie in den Küstengegenden der Ostsee, vor allem des Bottnischen Busens, bemerkbar machte und im

Zusammenhang damit das Klima des Binnenlandes der skandinavischen Halbinsel beeinflußte: eine Folge des Einbruches des Litorinameeres in das baltische Becken und damit eine Folge des nun auf dieses Becken ausgedehnten erwärmenden Einflusses des Golfstromes.

2. Die Feuchtigkeitsverhältnisse.

Unter Feuchtigkeitsverhältnissen werden hier Luftfeuchtigkeit und jährliche Niederschlagshöhe zusammengefaßt, da die Moore nur im allgemeinen über beide Faktoren Aufschluß geben können.

Der Aufbau unserer älteren Hochmoore läßt zwei lang andauernde feuchte Perioden erkennen, die durch eine kurze Trockenperiode getrennt sind. Jene werden repräsentiert durch den älteren und den jüngeren Sphagnetumtorf, diese findet ihren Ausdruck im Grenztorf (s. Anmerk. 9). Berücksichtigt man noch, daß während der Dryasperiode sich das Klima durch ein gewisses Maß von Trockenheit ausgezeichnet haben muß, so dokumentieren unsere Moore in Verbindung mit den Dryasablagerungen einen zweimaligen Wechsel von trockenen und feuchten Perioden des nacheiszeitlichen Klimas. Wenn manche Veröffentlichungen über Moore unseres Gebietes die Blyttsche Theorie über einen viermaligen Wechsel von trockenen und feuchten Klimaten zu bestätigen scheinen, so beruht das, wie eine genaue Nachprüfung der ermittelten Beweisgrundlagen ergibt, auf mangelnder Kenntnis eines größeren Gebietes oder auf theoretischer Voreingenommenheit des Verfassers (s. Anmerk. 10). Insbesondere sind die Stubbenlagen und Waldtorfschichten, die in Hochmoorprofilen vorkommen und eine Trockenperiode beweisen sollen, mit aller Entschiedenheit als Beweismittel abzulehnen. In keinem genau studierten Moore haben sich derartige Schichten als durchlaufend und einen bestimmten Horizont innehaltend nachweisen lassen. Vielmehr finden sich sowohl in den ältern als auch in den jüngeren Sphagnetumtorfen Stämme, Wurzeln und Stubben der übrigens in diesen Schichten durchaus nicht häufigen Kiefern und Birken in vertikaler und horizontaler Richtung regellos zerstreut. Es kommt allerdings in ausgedehnten Hochmooren dann und wann vor, daß man an einer Profilwand auf kurze Erstreckung mehrere Stubben in demselhen Horizont erblickt, aber einerseits keilt solch ein Horizont bei genauer Nachprüfung regelmäßig bald aus, anderseits unterscheidet sich der zwischen den Stubben befindliche Torf in keiner Weise, weder durch andere Zusammensetzung noch durch andern Vertorfungs-

grad, wesentlich von dem über und unter den Stubben auftretenden Torf. Derlei Stubbenhorizonte finden sich in wechselnder Zahl namentlich in den Randpartien der Hochmoore und können hier bei ungenügenden Aufschlüssen leicht die Täuschung erwecken, als ob sie das ganze Moor durchsetzen würden. Ihre Erscheinung — sowohl in den randlichen als in den zentralen Teilen der Hochmoore — läßt sich leicht und ungezwungen mit den biologischen Verhältnissen erklären, die allen Hochmooren eigen sind.

Um Mißverständnissen vorzubeugen, ist zu bemerken, daß obige Ausführungen nicht jene Waldtorfhorizonte bzw. Stubbenlagen berühren, die dem Alnetum- bzw. Pineto-Betuletumtorf, d. h. den mesotrophen Torfbildungen, der kombinierten Moore zuzurechnen sind und lediglich ein bestimmtes Wachstumsstadium eines Moores darstellen. Sie berühren auch nicht diejenigen Waldtorfschichten, die ihrem Alter nach, das sich aus ihrer Stellung im geologischen Profil und ihrer Fossilführung ermitteln läßt, in die Zeit der Grenztorfbildung gehören, in Nordwestdeutschland namentlich im Küstengebiet zahlreich vorkommen und tatsächlich einer Trockenperiode angehören (s. S. 168).

Manche Forscher glauben im heutigen Zustand unserer Hochmoore einen Beweis dafür zu sehen, daß wir uns gegenwärtig wiederum in einer Trockenperiode — die nicht mit einer der Brücknerschen Klimaschwankungen identisch ist — befinden. Dies mag zutreffend sein; allein es ist doch wohl zu bedenken, daß unsere Hochmoore in der Gegenwart unter den Kultureingriffen der Menschen in ihrer natürlichen Entwicklung sehr stark beeinträchtigt sind, selbst da, wo sie nicht direkt durch Entwässerung und Abbau trocken gelegt werden.

3. Ergebnis.

Die Geschichte unserer Pflanzenwelt und der Werdegang unserer Moore gestatten folgende Schlüsse auf das nacheiszeitliche Klima in Nordwestdeutschland.

1. Die Zeit des Abschmelzens des jüngsten Landeises war in Nordwestdeutschland verhältnismäßig kurz. Das Klima war in jener Periode trocken und kalt, doch keineswegs arktisch, besaß vielmehr zu Anfang eine mittlere Temperatur von 3—6° C und gegen Ende von etwa 8° C während der 4—5 Monate dauernden Vegetationsperiode der höheren Pflanzen. Ein Kälterückschlag am Ende dieser Periode hat sich bis jetzt in pflanzenführenden Ablagerungen selbst der nördlichsten Teile unseres Gebietes nicht nachweisen lassen. Pflanzengeschichtlich ist diese Zeit im

Süden unseres Gebietes als Steppenperiode, im Norden als Dryasperiode gekennzeichnet. Sie fällt mit einem Teil, vielleicht der ersten Hälfte, der Yoldiazeit zusammen.

2. Eine lange Periode mit feuchtem, anfänglich kühlen Klima und langsamer, aber stetiger Wärmesteigerung schloß sich an. Über das ganze Gebiet verbreitete sich eine geschlossene Pflanzendecke. Es ist die Zeit der Birken- und Kiefernwälder und der Bildung ausgedehnter Hochmoore. Die Eiche dringt allmählich siegreich von Süden nach Norden vor, so daß sie am Ende der Periode der herrschende Waldbaum ist. Die Mitteltemperatur für die Monate Mai bis September beträgt gegen Ende dieser Zeit mindestens 12° C. Die Birken-Kiefernperiode Norddeutschlands entspricht ungefähr der zweiten Hälfte der Yoldiazeit und der ersten Hälfte der Ancyluszeit.

3. Die nächste Periode war von kürzerer Dauer und zeichnet sich durch ein warmes und verhältnismäßig trockenes Klima aus. Es ist die Zeit der unbestrittenen Herrschaft der Eiche und des Stillstandes im Wachstum der Hochmoore (Bildung des Grenztorfes) in unserem Gebiet. Die Temperatur stieg rasch, wahrscheinlich bis zu einer Höhe von 17° C Wärme für die Monate Mai bis September. Die Eichenperiode Nordwestdeutschlands umfaßt ungefähr die zweite Hälfte der Ancyluszeit und den Anfang der Litorinazeit.

4. Es folgte eine Periode mit feucht-warmem Klima, eine Periode, in der die Buche sich in unserem Gebiet ausbreitete, ohne indes die Vorherrschaft zu erlangen. Die alten Hochmoore beginnen aufs neue ihr Höhenwachstum, zahlreiche Flachmoore und Hochmoore entstehen neu. Die Erle wird unumstrittener Bruchwaldbaum. Ob die Temperatur noch eine wesentliche Steigerung erfahren, insbesondere ob sie den heute im Gebiet herrschenden Wärmegrad überschritten hat, ist aus der Pflanzenführung der Moore nicht zu beweisen. Die Erlen-Buchenperiode herrschte in Nordwestdeutschland jedenfalls schon zur mittleren Litorinazeit.

Anmerkungen.

Anmerkung 1 (zu Seite 167). Nach v. Fischer-Benzons Darstellung (V), der, sich noch streng an Steenstrups Einteilung haltend, auch für Schleswig-Holstein eine Periode der Zitterpappel annimmt, scheinen die Verhältnisse im Himmelmoor für das ehemalige Vorhandensein einer Periode der Birke und der Zitterpappel vor Einwanderung der Kiefer zu sprechen. Seine Angaben indes — daß in dem benach-

barten Bredenmoor unter dem Kiefernhorizont schon die Hasel neben der Birke erscheint, und daß nach der Angabe der Arbeiter im Himmelmoor selbst Haselnüsse gefunden wurden (was bei der auch für jeden Laien leichten Kenntlichkeit der Haselnüsse nicht zu bezweifeln ist), und zwar im „Stinktorf" (wahrscheinlich = Faulschlammtorfe pp. bzw. Faulschlammtone: „die als Stinktorf bezeichneten Torfschichten sind fest und schwer und zerfallen bei längerem Liegen an der Luft in ein graues Pulver") unter dem Horizont der Birke und der Zitterpappel, ferner, daß die dünne Lage Kiefernstubben über dem Birkenhorizont den Übergang zum Sphagnumtorf bildet und zahlreiche angebrannte Kiefernstubben nebst „ganzen Schichten von Holzkohlen" enthält, endlich, daß der überlagernde im Maximum 4 m mächtige Sphagnumtorf ganz allmählich von dunkelbraunem in weißen Sphagnumtorf übergeht — verlangen eine andere Deutung. Der „Kiefernhorizont" entspricht wohl dem Grenztorfhorizont der alten Hochmoore, die unterlagernden Torfschichten, mit dem Stinktorf insgesamt höchstens 2,5 m mächtig, gehören, obgleich keine Eichen nachgewiesen sind (genaue, namentlich mikroskopische Untersuchungen fehlen), der Eichenperiode an und reichen in ihren Anfängen wohl nur bis in die letzte Zeit der Birken-Kiefernperiode zurück, während der gesamte Hochmoortorf mit dem jüngeren Sphagnetumtorf der alten Hochmoore zu parallelisieren ist. Übrigens kann die chronologische Gliederung, die v. Fischer-Benzon für die Moore Schleswig-Holsteins aufstellt, nach dem heutigen Stand der Moorkunde und der Geologie des Quartärs in keiner Weise aufrecht erhalten werden. Das tut natürlich dem Verdienst des Verfassers keinerlei Abbruch; v. Fischer-Benzon hat als einer der ersten in unserem Lande das wissenschaftliche Studium der Moore wieder aufgenommen und eine große Summe von positivem, seinen Wert nie verlierenden Beobachtungsmaterial aus jetzt großenteils zerstörten Mooren Schleswig-Holsteins für die Wissenschaft gerettet.

Auch das Moor von Neu-Sanitz in Mecklenburg (IV, S. 28) scheint dafür zu sprechen, daß vor dem Erscheinen der Kiefer in dortiger Gegend eine Periode der Birke und der Zitterpappel geherrscht habe. Die Beschreibung gibt als liegendste Schicht über dem mineralischen Untergrund ein 0,2—0,3 m mächtiges Hypnetum an, in dem in großer Zahl Blätter von *Betula alba*, *Populus tremula*, *Salix caprea*, *aurita* und *pentandra* vorkommen. Darüber folgt Gyttja von 0,4—0,6 m Mächtigkeit und makroskopischen Resten von *Betula nana*, *Salix*, *Populus*, *Betula alba*, dazu Pollen von *Pinus*. Wenn man aber bedenkt, daß die ganz analog zusammengesetzten und ebenso alten Torflager von Krummendorf und Testorf schon in den liegendsten Schichten, und zwar ebenfalls unter einem Horizont mit Glazialpflanzen, Pollen von *Pinus* und *Betula* enthalten, so wird man dem Fehlen von *Pinus* in der liegendsten Schicht des Moores von Neu-Sanitz keine sonderliche Bedeutung beimessen dürfen (Verf. hat vielleicht aus dieser Schicht gar keine Probe mikroskopisch untersucht; es fehlt eine Angabe darüber). Vielmehr spricht das regelmäßige Vorkommen von Pinuspollen und, in andern Profilen, auch von makroskopischen Resten der Kiefer in den untersten Schichten dieser Moore dafür, daß die Kiefer in der Nähe gelebt haben muß, als jene Schichten abgelagert wurden.

Anmerkung 2 (zu S. 167). Das Gifhorner Moor (oder „Das Große Moor" bei Triangel-Platendorf) ist das einzige mir bekannte Hochmoor, das von dem geschilderten Verhalten wesentlich abweicht. In ihm findet man (vgl. auch XXVII, 2, S. 326—327 und 5, S. 242) Reste von Bäumen, die der Eichenperiode eigentümlich sind (Eiche, Hasel, Erle),

schon in einiger Tiefe unter dem Grenztorfhorizont. Diese scheinbare Ausnahme erklärt sich aber einfach, wenn man sich vergegenwärtigt, daß die sehr langsam nach Norden vorrückende Eiche die südlicher gelegenen Gegenden weit früher besiedelt haben muß als die nördlichen, denen die meisten Hochmoore der ersten Gruppe angehören. Noch in einem andern Punkt weicht das Gifhorner Moor von dem geschilderten Typus eines alten Hochmoores ab. Sein Grenztorfhorizont spaltet sich nämlich in zwei Horizonte, die durch eine Schicht von etwa 0,5 m mächtigem Eriophoretumtorf (nach POTONIÉ (XVIII) = Sphagneto-Eriophoretumtorf) getrennt werden. Doch glaube ich, daß diese Erscheinung lediglich lokale Ursachen hat, und daß alle liegenden Schichten dieses Moores bis zum oberen Grenztorf einschließlich als ältere Moorschichten dem hangenden jüngeren Sphagnetumtorf gegenüberzustellen sind (vgl. XVIII, S. 402).

Anmerkung 3 (zu S. 167). Die alten Flachmoore gehören fast sämtlich zu dem Typus der Verlandungsmoore und füllen mehr oder weniger tiefe Sölle der Grundmoränenlandschaft aus. Bezeichnenderweise bestehen ihre ältesten Schichten oft aus überraschend mächtigen Faulschlammbildungen, so die bei DIEDERICHS (IV) unter den Nummern III, X, XI, XII, XIII aufgeführten Moore. Von der geringeren oder größeren Tiefe des ehemaligen Sees hing natürlich der Umstand ab, ob die Flachmoorbildung in einem früheren oder späteren Stadium der Birken-Kiefernperiode einsetzte. Der ehemalige See z. B., in dessen Becken das unter III aufgeführte kombinierte Moor bei Kritzemow auf 9 m mächtigem Lebertorf über Sanduntergrund ruht, scheint erst in der Zeit völlig verlandet gewesen zu sein und eine zusammenhängende Sumpfmoordecke getragen zu haben, als bereits die Eiche in der Umgebung wuchs. Seltener sind die Flachmoore simultaner Entstehung (= Moore vom Typus der Versumpfungsmoore) aus der Birken-Kiefernperiode. Wahrscheinlich gehört das Himmelmoor (V) in einzelnen Teilen dazu (vgl. Anmerk. 1), vielleicht z. T. auch (der Hauptsache nach gehört es der zweiten Gruppe an; Reste der Eiche und der Erle finden sich in ähnlich tiefen Lagen wie im Gifhorner Moor) das von HOLST (XVI, S. 450–451) und HARTZ kurz besuchte Ricklinger Moor, das als langgestrecktes Wannenmoor sich im jungdiluvialen Talgebiet der Leine von Kloster Marienwerder bis über Schloß Ricklingen hinaus ausdehnt. Die beiden Forscher haben anläßlich ihrer Suche nach einem außerhalb der Vereisungszone der letzten Vereisung gelegenen Moore, das nach des Monoglazialisten HOLST Theorie in seinen Pflanzenresten von oben nach unten Schicht für Schicht das warme Klima der Jetztzeit, das kalte Klima der letzten Eiszeit und das warme Klima der vom Monoglazialismus geleugneten Interglazialzeit widerspiegeln müßte, wofern es überhaupt eine Interglazialzeit gäbe, zwei Profile des Ricklinger Moores streng stratigraphisch-paläontologisch untersucht und kamen hierbei zu dem erfreulichen Resultat, daß das ganze Ricklinger Moor postdiluvialen Alters sei und keine Interglazialzeit erkennen lasse!

Anmerkung 4 (zu S. 168). Beispielsweise finden sich Esche und Hartriegel in einem ungefähr 2 m mächtigen, stark faulschlammhaltigen Ton, der bei den Vorarbeiten zum Bau des Weserstaukanals bei Dörverden unter 2–3 m mächtigem Schlick zum Vorschein kam und über jungdiluvialem bzw. altalluvialem Weserkies liegt. Zahlreiche mächtige Eichenstämme, die z. T. Spuren menschlicher Bearbeitung (mittels Axt und Beil?) aufwiesen, sind den oberen Partien des Kieses eingelagert. Aus einer Mischprobe des Tones konnte ich u. a. feststellen:

Betula alba, Borke,
Alnus glutinosa, Samen, Zweigstückchen,
Quercus (pedunculata), Zweigstückchen,
Oenanthe aquatica, Teilfrüchtchen,
Cornus sanguinea, ein Fruchtstein,
Fraxinus excelsior, ein Same ohne Flügel,
Lycopus europaeus, Klausen.

Anmerkung 5 (zu S. 168). Als Ergänzung zu den von Zimmermann (Literatur s. bei V, S. 28—29) des öftern erwähnten Waldtorflagen, die im Hamburger Gebiet meist unter 2 und mehr Meter mächtigem Elbschlick nachgewiesen wurden, füge ich an, daß jene Moorschichten weiter elbabwärts ihre Fortsetzung finden. So wurde 1907 bei Ausbesserungsarbeiten an der Blankeneser Anlegestelle unter ca. 1,5 m Flußsand ein über 2 m mächtiger Sumpftorf aufgedeckt, der in seinen liegenden Schichten eine große Menge von Haselnüssen und Eicheln enthielt. Borkenstücke waren häufig, darunter namentlich solche der Eiche und der Birke.

Im Jahre 1904 brachte der Bagger gegenüber der Landungsstelle Schulau aus dem Grund der Elbe ganze Kähne voll Waldtorf empor. Die Schicht war nicht mächtig, erstreckte sich aber über ein ziemlich breites Areal, das dicht an der Fahrrinne beginnt und sich bis an das jenseitige, südliche Ufer fortzusetzen scheint. Im Torf waren Reste der Eiche, der Hasel, der Kiefer und der Birke ohne weiteres zu erkennen. Eine Menge von Eicheln und Haselnüssen, alle plattgedrückt oder zerbrochen, kamen zum Vorschein.

Anmerkung 6 (zu S. 170). Zu der zweiten Gruppe zähle ich u. a. auch das Wittmoor in Holstein (XXIX), obwohl der Bohlweg dort nach dem Augenschein auf gering mächtigem „älteren Moostorf“ ruht, der von Birkenwaldtorf unterlagert wird. Jener gering mächtige (am Bohlweg 0,4 m; etwa 50 m davon entfernt, ebenfalls am Rande, noch weniger) „ältere Moostorf“ gehört nicht bloß „seiner Konstituenten wegen“, sondern auch nach seiner Altersstellung tatsächlich in den Horizont, dem der Grenztorf eingeschaltet ist, und zwar in den jüngsten Abschnitt dieses Horizontes (vgl. auch Anmerk. 8), wenngleich ich zur Zeit der Untersuchung, wo mir erst eine geringe praktische Erfahrung in der Moorkunde zur Seite stand, ihn direkt als Grenztorf zu bezeichnen Bedenken trug (vgl. den letzten Absatz S. 335 und die Anmerkung S. 335). Das ganze Profil — nur am Rand des Moores erschlossen — ist so zu deuten, daß der Birkenwaldtorf in seinen hangenden Partien dem oberen Horizont der Eichenperiode entspricht (im zentralen Teil des Moores wird er wahrscheinlich von älteren Schichten aus der Birken-Kiefernperiode unterlagert; eine Untersuchung des ganzen Moores konnte damals nicht stattfinden), also zeitlich in den Schlußabschnitt der *Ancylus*-Zeit und den Anfang der *Litorina*-Zeit gehört. Der gesamte überlagernde Hochmoortorf ist als jüngerer Sphagnetumtorf zu bezeichnen und stellt eine einheitliche Bildung dar. Die eigenartige Zusammensetzung des Hochmoortorfes unter dem Niveau des Bohlweges (= des „älteren Moostorfes“ S. 333—335) an der untersuchten Profilwand charakterisiert ihn (vgl. namentlich S. 335) als Übergangsbildung vom reinen Birkenwaldtorf zum reinen Sphagnetumtorf (Versumpfungsstadium des Birkenwaldes), der hohe Grad seiner Zersetzung, namentlich in der nächsten Umgebung der Moorbrücke, ist eine direkte Folge der Errichtung dieser, indem die Erbauer und nachmaligen Passanten die Überwucherung der Brücke durch die beiderseits weiterwachsende Sphagnumdecke so lange als möglich werden verhindert haben. Die

in nächster Nachbarschaft des Bohlweges festgestellte „markante Schichtgrenze" im Niveau des Bohlweges wird sich deshalb bei einer späteren genauen Untersuchung des ganzen Moores höchst wahrscheinlich nicht aufrecht erhalten lassen. Der Bohlweg selbst gehört nach seinem Alter jedenfalls in die *Litorina*-Zeit, wobei noch unentschieden bleiben muß, welchem Abschnitt jener Zeit er zuzurechnen ist (denn das Profil am Rand des Moores kann uns darüber nicht aufklären), und ist ein Bauwerk der germanischen Einwohner des Gebietes, von ihnen ausgeführt, lange bevor die Römer ihre Eroberungszüge auf Nordwestdeutschland ausdehnten. Die hier angewandte Technik des Brückenbaues hat sich bei den Einwohnern bis zur Römerzeit und darüber hinaus erhalten; es ist deshalb durchaus nicht verwunderlich, daß man solche Bohlwege, die in der Konstruktion nur wenig voneinander abweichen, durch das ganze moorreiche Gebiet und in den verschiedensten Tiefenlagen der Moore findet.

Eine irrtümliche Auffassung über die Altersstellung des Grenztorfes (vgl. Wolff XXIX und Sernander IX) mag an dieser Stelle ausdrücklich berichtigt werden. Der Grenztorf gehört dem letzten Abschnitt der *Ancylus*-Zeit an, entspricht nicht einer jüngeren Trockenperiode, weder am Ende der *Litorina*-Zeit (Sernander) noch um die christliche Zeitwende (Wolff). Vgl. namentlich zu dem von Sernander noch jüngst gegebenen Schema (IX, S. 472) auch Weber selbst, der (XXVII, 8, S. 25—26) ausdrücklich betont, daß nur der Grenztorf „auf einen säkularen Klimawechsel, auf das Eintreten einer lange Zeit währenden trockenen Periode" deute, nicht aber die unter dem älteren Sphagnetumtorf auftretenden Waldhorizonte, und der (XXVII, 7, S. 109) keinen Zweifel darüber läßt, daß er den Grenztorfhorizont dem Ende der *Ancylus*-Zeit zurechnet.

Anmerkung 7 (zu S. 170). Das subfossile Vorkommen der Fichte wurde konstatiert von

a) Weber (XXVII, 1, 2, 3, 6) für Sassenberg i. Westfalen, Gifhorn, Bremen, Kiel (hier fraglich, da nur zwei Pollen der Fichte nachgewiesen werden konnten. Diese mögen immerhin andeuten, daß die Fichte in einem Abschnitt der Eichen- bzw. der Erlen-Buchenperiode nicht allzuweit entfernt von der Kieler Föhrde wuchs),

b) Conwentz (III, 1, 2) für das Steller Moor nördlich von Hannover und das Daller Moor zwischen Celle und Unterlüß (das Vorkommen von Ohlsdorf-Hamburg — vgl. III, 2, S. 9—10 — ist dagegen zu streichen, vgl. Stoller, J.: Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Flora (besonders Phanerogamen) Norddeutschlands. I. Motzen, Werlte, Ohlsdorf-Hamburg. Jahrb. d. Königl. Preuß. Geol. Landesanst. Bd. XXIX, Berlin 1908),

c) Diederichs (IV, S. 15) für Dammerstorf in Mecklenburg (beschränkt sich auf die Angabe des Vorkommens von Fichtenpollen in der obersten, 0,6 m mächtigen Torfschicht).

d) Als neuen Fundort kann ich Bodenteich (Kreis Ülzen) beifügen. Dort kommen am Rande des „Seehals" (südlich von der Schutzstelle der *Betula nana*) im Flachmoortorf, der seit einigen Jahren zu Brennzwecken gestochen wird, in etwa 1 m Tiefe u. a. gelegentlich Stämme der Fichte zum Vorschein. Die Fundorte, welche v. Fischer-Benzon (V, S. 66) für Schleswig-Holstein nennt, sind größtenteils auf die diluviale Fichte zu beziehen.

Anmerkung 8 (zu S. 178). Wenn Gradmann (XIII, S. 320) die von Andersson für das Balticum nachgewiesene Wärmesteigerung zur *Litorina*-Zeit auch auf das mittlere Europa zu übertragen geneigt ist

und erwähnt, daß sie nicht lokaler Natur gewesen sein könne, da die Erwärmung lange vor der Zeit des Litorinameeres eingesetzt und ihren Einfluß bis in den hohen Norden hinauf geltend gemacht habe, so ist dagegen folgendes zu beachten:

Die Wärmesteigerung über die heutige Jahresisotherme hinaus, um welche es sich in dem Anderssonschen Nachweis handelt, betrifft nicht die allgemeine, im wesentlichen wohl auf astronomischen Ursachen beruhende und gleichmäßig vorschreitende Wärmezunahme, welche sowohl für Skandinavien als auch für Norddeutschland, vom Ende der Eiszeit bis zum Ende der *Ancylus*-Zeit gerechnet, in gleichem Maße gilt, nur mit der Modifikation, daß die Jahrestemperatur in den nördlichen Gegenden entsprechend ihrer höheren geographischen Breite jeweilig um 1—2⁰ niedriger war als zu demselben Zeitpunkt in den südlichen Gegenden. Sie stellt vielmehr einen zur Litorinazeit auftretenden und auf den Bottnischen Busen und seine Umgebung beschränkten Ausnahmefall von der allgemeinen Temperaturentwicklung des ehemals vereist gewesenen Gebietes dar, der in dem Eindringen des Golfstromes in das baltische Becken eine vollauf befriedigende Erklärung findet. Mit andern Worten, durch den anfangs der Litorinazeit erfolgten Einbruch des warmen Golfstromes, der durch die Belte erfolgte, wurde das bis dahin kalte Wasser des Bottnischen Busens rasch um einige Grade erwärmt, so daß sich an seinen infolge der säkularen Landsenkung der fennoskandischen Platte zurückweichenden Ufern ein Küstenklima einstellte, das von demjenigen nur wenig abwich und das südwärts allmählich in dasjenige überging, welches die Küstengebiete der Nordsee, z. T. unter dem Einfluß des Golfstromes, bereits am Ende der *Ancylus*-Zeit, jedenfalls aber zu Beginn der Litorinazeit besaßen. Mit dem Verschwinden der Ursache, nämlich mit der Absperrung des Golfstromes aus dem Bottnischen Busen durch erneute Landhebung, verschwand auch allmählich die Wirkung, d. h. das Klima „verschlechterte“ bzw. „verschlechtert“ sich in jenen Gegenden in dem Maß, als die Ostsee wiederum Binnenseecharakter annimmt. Übrigens hat Andersson selbst vor einer Verallgemeinerung seines diesbezüglichen Resultates schon 1896 (I, 1, S. 507) gewarnt.

Wir können wohl nach dem heutigen Stand der Forschung unsere Kenntnis über die klimatischen Verhältnisse Norddeutschlands zur Litorinazeit kurz dahin aussprechen, daß der ozeanische Charakter des westeuropäischen Klimas infolge der fennoskandischen Landsenkung und des dadurch z. T. in die Ostsee abgelenkten Golfstromes sich weit nach Osten ausdehnte und das Küstengebiet der Ostsee im weitesten Sinne umfaßte. Umgekehrt war bis gegen Ende der *Ancylus*-Zeit das kontinentale Klima der östlichen Gebiete Europas am weitesten nach Westen vorgeschritten (Höhepunkt dieser Periode am prägnantesten durch den „Grenztorf“ ausgedrückt), ohne indes in unserem Gebiet reinen Steppencharakter anzunehmen. Damit ist wohl das Klima der *Ancylus*-Zeit für ganz Norddeutschland am kürzesten bezeichnet. Freilich können die Gründe für diese Erscheinung heute noch nicht, auch nur mit einiger Sicherheit, dargelegt werden. Man hat bis heute fast gar keine sicheren Daten, um den Verlauf des Golfstromes zur *Ancylus*-Zeit einigermaßen rekonstruieren zu können; man kennt nirgends an der Nordseeküste auch nur annähernd den Betrag, um den die Küste damals gegen heute vorgeschoben war, und kann ihn nur vermuten, z. B. aus den Funden von Torfstücken und festgewurzelten Baumstämmen, die auf dem Grunde der Nordsee, zuweilen in erheblicher Entfernung vom Lande, gemacht werden.

In bezug auf Mitteleuropa läßt sich aus obigem m. E. nur soviel schließen, daß dort die wahrscheinlich schon zu Ende der *Ancylus*-Zeit erreichte hohe Jahresisotherme lange in die Litorinazeit hinein anhielt, daß dagegen die jährlichen Wärmeschwankungen in jenem Zeitabschnitt einem Wechsel unterworfen waren. Mit anderen Worten, es haben sich hier ein mehr kontinentaler und ein mehr ozeanischer Charakter des Klimas abgelöst, wobei der ozeanische Charakter sich nicht so ausgeprägt geltend machte als vorher der kontinentale in demselben Gebiet.

Anmerkung 9 (zu S. 179). Der Grenztorf ist eine meist gering mächtige Torfschicht, die im Sphagnetumtorf vieler nordwestdeutscher Hochmoore eingeschaltet, aber nicht durch die natürlichen ökologischen Verhältnisse unter gleichbleibender Feuchtigkeit der Hochmoore bedingt ist. Er zeigt sowohl durch seine Zusammensetzung als auch durch seinen besonders hohen Zersetzungsgrad an, daß er in einer Periode entstand, die sich durch eine gewisse Trockenheit auszeichnete gegenüber den Zeiten vor und nach seiner Bildung. Wo in den betreffenden Hochmooren keine besondere, charakteristische, durch ihre abweichenden Komponenten gekennzeichnete Neubildung aus jener Trockenperiode festzustellen ist, wo vielmehr der jüngere Sphagnetumtorf den älteren direkt, diskordant überlagert, da ist infolge einer intensiven Zersetzung der obersten Partien des älteren Sphagnetumtorfes (quasi Verwitterungsrinde) doch in den meisten Fällen die Schichtgrenze zwischen beiden Torfen so genau zu ermitteln, daß sie z. B. bei der geologischen Kartierung des Bourtanger Moores selbst in den Bohrungen gut erkannt werden konnte.

Anmerkung 10 (zu S. 179). Die sonst treffliche, viel positives Tatsachenmaterial enthaltende Arbeit von Diederichs (IV) z. B. krankt leider an diesem Fehler. Dem Verfasser scheint übrigens selbst schon dann und wann das Gezwungene seiner Erklärungsversuche vorgeschwebt zu haben (vgl. z. B. S. 11, S. 15, S. 25—26).

Literaturverzeichnis.

I. Andersson, Gunnar: 1. Die Geschichte der Vegetation Schwedens. Leipzig 1896. (Ausführliches Literaturverzeichnis!) — 2. Hasseln i Sverige, fordom och nu. Stockholm 1902. — 3. Das nacheiszeitliche Klima von Schweden und seine Beziehungen zur Florenentwickelung. Bericht VIII der Zürcher Bot. Gesellsch. 1901—1902. Zürich 1903. — 4. Die Entwicklungsgeschichte der skandinavischen Flora. Résultats scient. du Congrès intern. de Botanique Wien 1905. Jena 1906. — 5. The climate of Sweden in the Late-quaternary Period. Stockholm 1909. (Ausführliches Literaturverzeichnis!)

II. Brandes: Forstbotanisches Merkbuch. Nachweis der beachtenswerten und zu schützenden urwüchsigen Sträucher, Bäume und Bestände im Königreich Preußen. Provinz Hannover, bearb. von Med.-Rat Brandes. Hannover 1907.

III. Conwentz, H.: 1. Die Fichte im norddeutschen Flachland. Ber. der Deutschen Bot. Ges., Bd. XXIII, Heft 5. Berlin 1905. — 2. Bemerkenswerte Fichtenbestände vornehmlich im

nordwestlichen Deutschland. Aus der Natur, I. Jahrg. Stuttgart 1905.

IV. Diederichs, R.: Über die fossile Flora der mecklenburgischen Torfmoore. Arch. des Ver. d. Freunde d. Naturgesch. in Mecklenburg, **49**. Jahrg. Güstrow 1896.

V. v. Fischer-Benzon, R.: Die Moore der Provinz Schleswig-Holstein. Hamburg 1891.

VI. Friedrich, P.: Die Grundmoräne und die jungglazialen Süßwasser ablagerungen der Umgegend von Lübeck. Lübeck 1905.

VII. Friedrich, P. und H. Heiden: Die Lübeckischen Litorinabildungen. Lübeck 1905.

VIII. Früh, J.: Kritische Beiträge zur Kenntnis des Torfs. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanstalt, Bd. XXXV. Wien 1885.

IX. de Geer, G. and R. Sernander: On the evidences of late quaternary Changes of climate in Scandinavia. Geol. Fören. Förhandl., Bd. **30**, Heft 6—7. Stockholm 1909.

X. Geinitz, E.: Mitt. aus der Großh. Meckl. Geol. Landesanstalt XIV. Rostock 1902.

XI. Geinitz, E. und C. A. Weber: Über ein Moostorflager der postglazialen Föhrenzeit am Seestrande der Rostocker Heide. Arch. des Ver. d. Freunde d. Naturgesch. in Mecklenburg, **58**. Jahrg. Güstrow 1904.

XII. Geologische Karte von Preußen und benachb. Bundesstaaten. Lief. 132. 135 (enthaltend das Bourtanger Moor). Berlin 1904. 1907.

XIII. Gradmann, R.: Beziehungen zwischen Pflanzengeographie und Siedlungsgeschichte. Geograph. Zeitschr., XII. Jahrg. Leipzig 1906.

XIV. Hann, J.: Atlas der Meteorologie. Gotha 1887.

XV. Hartz. N.: Bidrag til Danmarks senglaciale Flora og Fauna. Kopenhagen 1902.

XVI. Holst, N. O.: Kvartär-studier i Danmark och Norra Tyskland. Geol. Fören. Förhandl., Bd. **26**, Heft 5. Stockholm 1904.

XVII. Nathorst, A. G.: Über den gegenwärtigen Standpunkt unserer Kenntnis von dem Vorkommen fossiler Glazialpflanzen. Bih. till K. Svenska Vet. Akad. Handl., Bd. **17**, Afd. III. Stockholm 1892.

XVIII. Potonié, H.: Das Auftreten zweier Grenztorfhorizonte innerhalb eines und desselben Hochmoorprofils. Jahrb. Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1908, Bd. XXIX, Teil II. Berlin, 1909.

XIX. Range, P.: Das Diluvialgebiet von Lübeck und seine Dryastone. Stuttgart 1903. (Ausführliches Literaturverzeichnis!)

XX. Salfeld: Die Hochmoore auf dem früheren Weserdelta. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde XVI. Berlin 1881.

XXI. Schacht, T.: Moore des Herzogtums Oldenburg. Peterm. Mitt., Bd. **29**. Gotha, Justus Perthes, 1883.

XXII. Schucht, F.: 1. Beitrag zur Geologie der Wesermarschen. Stuttgart 1903. (Ausführliches Literaturverzeichnis!) — 2. Das Kehdinger Moor. Jahrb. Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1902, Bd. XXIII. Berlin 1905.

XXIII. Sernander, R.: De scanodaniska torfmossarnas stratigrafi. Geol. Fören. Förhandl., Bd. **31**, Heft 6. Stockholm 1909.

XXIV. Staring, W. C. H.: De bodem van Nederland. Natuurlijke historie van Nederland, I. T. Haarlem 1856.

XXV. Steusloff, U.: 1. Torf- und Wiesenkalk-Ablagerungen im Rederang- und Moorsee-Becken. Dissert. Güstrow 1905. — 2. Beiträge zur Fauna und Flora des Quartärs in Mecklenburg I. Arch. des Ver. d. Freunde d. Naturgesch. in Mecklenburg, **61**. Jahrg. Güstrow 1907.

XXVI. Stoller, J.: Über die Zeit des Aussterbens der *Brasenia purpurea* Michx. in Europa, speziell Mitteleuropa. Jahrb. Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1908, Bd. XXIX. Berlin 1908.

XXVII. Weber, C. A.: 1. Über die Vegetation zweier Moore bei Sassenberg in Westfalen. — 2. Ein Beitrag zur Frage nach dem Endemismus der Föhre und Fichte in Nordwestdeutschland während der Neuzeit. — 3. Untersuchung der Moor- und einiger anderer Schichtproben aus dem Bohrloch des Bremer Schlachthofes. 1—3 in: Abh. d. Naturwiss. Ver. zu Bremen, Bd. XIV. Bremen 1898. — 4. Über die Moore mit besonderer Berücksichtigung der zwischen Unterweser und Unterelbe liegenden. Jahresber. der Männer vom Morgenstern, Heft 3. Geestemünde 1900. — 5. Über die Vegetation und Entstehung des Hochmoors von Augstumal. Berlin 1902. (Ausführliches Literaturverzeichnis!) — 6. Über Litorina- und Prälitorinabildungen der Kieler Förde. Englers Bot. Jahrb., Bd. **35**, Heft 1. Leipzig 1904. — 7. Die Geschichte der Pflanzenwelt des norddeutschen Tieflandes seit der Tertiärzeit. Résultats scient. du Congrès intern. de Botanique. Wien 1905. Jena 1906. — 8. Aufbau und Vegetation der Moore Norddeutschlands. Englers Bot. Jahrb., Bd. **40**, Heft 1. Leipzig 1907. — 9. Die Moostorfschichten im Steilufer der Kurischen Nehrung zwischen Sarkau und Cranz. Englers Bot. Jahrb., Bd. **42**, H. 1, 1908.

XXVIII. Willkomm, M.: Forstliche Flora von Deutschland und Österreich. II. Aufl. Leipzig 1887.

XXIX. Wolff, W. und J. Stoller: Über einen vorgeschichtlichen Bohlweg im Wittmoor (Holstein) und seine Altersbeziehungen zum Moorprofil. Jahrb. Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1904, Bd. XXV. Berlin 1905.

Manuskript eingegangen am 24. Januar 1910.]

10. Die natürliche Veränderung von Vegetationsformationen und ihre fossilen Reste.

Von Herrn P. Graebner in Berlin-Großlichterfelde-West.

Noch vor wenigen Jahrzehnten war es für den Pflanzengeographen, der sich mit der Entwicklung der Vegetationsdecke der Heimat beschäftigte, ein sehr fühlbarer Mangel, daß er aus der geologischen Kartierung der humosen Pflanzenreste so außerordentlich wenig für seine Zwecke erkennen konnte. Sehr oft war es unmöglich, auch nur annähernd ein Bild zu gewinnen von dem Aussehen, welches die Pflanzengemeinschaft gehabt hatte, die die betreffenden Reste ablagerte. Noch weniger war ein Schluß möglich auf die Ursachen der Veränderung, wenn mehrere verschiedene Schichten einander überlagerten. Nur wenige mitteleuropäische Schriftsteller, wie z. B. C. A. Weber, haben in dieser Beziehung einwandfreies Material geliefert. Ich habe mich deshalb seit einigen Jahrzehnten bemüht, bei meinen Untersuchungen, besonders im norddeutschen Flachlande, den natürlichen und künstlichen Änderungen der Vegetationsdecke nachzugehen und ein Bild zu erhalten von der Beschaffenheit und Zusammensetzung der fossilen Reste, die jede Vegetationsformation hinterläßt, um dann aus den geologischen Schichten wieder die Möglichkeit zu haben, das Bild der versunkenen Pflanzengemeinschaft wiederzugewinnen. Gerade für die Frage nach den wechselnden oder gleichbleibenden klimatischen Verhältnissen nach der Eiszeit schienen mir diese Dinge von großer Wichtigkeit, da ja so sehr vielfach von einem Wechsel der Vegetation ein direkter Schluß auf einen Wechsel im Klima gezogen wurde.

Zweifellos reagiert unsere Pflanzendecke ganz außerordentlich stark auf auch nur verhältnismäßig geringfügige Änderungen des Klimas, seien es auch nicht einmal schärfer einschneidende Veränderungen der Temperaturen, sondern nur Schwankungen der durchschnittlichen jährlichen Niederschlagsmenge. Ich habe in früheren Arbeiten[1]) bereits darauf auf-

[1]) Studien über die norddeutsche Heide in Engl. Jahrb. 1895; Die Heide Norddeutschlands. 1901; Handbuch der Heidekultur. 1904.

merksam gemacht, daß verhältnismäßig so geringe und namentlich so allmählich sich abstufende klimatische Verschiedenheiten, wie sie zwischen dem Osten und dem Westen Norddeutschlands bestehen, doch imstande sind, für zahlreiche Pflanzenarten eine Grenze, und zwar eine scharfe und konstante Grenze, zu ziehen. Eine große a. a. O. aufgezählte Reihe von Arten, deren Grenzen in den beiden letztgenannten Büchern auf der Karte eingetragen sind, bewohnt z. T. das südöstlichere Flachland, andere leben dagegen gerade im Nordwesten des betreffenden Landesteiles. Viele von ihnen schließen sich gegenseitig aus oder berühren sich in der Mitte nur auf schmalen Streifen. Ein in seiner Oberflächengestaltung so verhältnismäßig monotones und gleichmäßiges Gebiet wie das norddeutsche Flachland ist gerade für derartige Studien geeignet, weil ja keinerlei Gebirge etc. die Gleichmäßigkeit der klimatischen Abstufung stören, und der Pflanzenwanderung, resp. der Samenverschleppung nach allen Richtungen hin keine irgendwie nennenswerten mechanischen Hindernisse im Wege stehen.

Das Auffallende und Bemerkenswerte an dieser Pflanzenverteilung im norddeutschen Flachlande war nun, daß nicht nur die von Südost vorstoßenden binnenländischen, also an kontinentales Klima gewöhnten, Typen dadurch unter sich im wesentlichen parallele Grenzen erreichen, daß die einzelnen Arten eine verschiedene Empfindlichkeit gegen die Eigenart des feuchteren atlantischen Klimas aufwiesen, also mehr oder weniger weit gegen Nordwesten vordringen konnten, sondern daß ihnen entgegengesetzt die nordwestlichen, atlantischen Typen des maritimen Klimas unter sich und mit denen der binnenländischen Arten parallele Grenzen aufweisen, ja daß diese im wesentlichen parallelen Nordost- und Südwestgrenzen ganz deutliche Beziehungen zu den Regengrenzen, zu der Höhe der jährlichen Niederschläge[1]) und ihrer Verteilung über das Jahr erkennen lassen. Alle hier in Betracht kommenden Arten, die in einem Teile Europas zu den häufigeren (oder doch nicht seltenen) gehören, zeigen in ihrer Verbreitung die Eigenart, daß sie in den Flachlandsteilen, in denen sie eine Grenze erreichen, zunächst ein Gebiet okkupiert haben, in dem sie alle für sie nur irgend geeigneten Standorte bewohnen, wo man ziemlich sicher ist, sie an jeder auch nur annähernd geeigneten Lokalität in größerer oder geringerer Zahl zu finden. Diese ihre kompakte Verbreitung erreicht eine bestimmte

[1]) Vgl. Hellmann: Regenkarte Deutschlands.

Grenze, und über diese hinaus wird die Pflanze zunächst spärlich, sie wächst nur an ganz bestimmten in ihren physikalischen und chemischen Verhältnissen besonders gestalteten Standorten und auch auf diesen oft nur hie und da auf vorgeschobenen Posten, um dann meist nicht allzu weit von der Grenze der kompakten Verbreitung auch die absolute Grenze der Verbreitung zu finden.

Diese mehr oder weniger weit vorgeschobenen Posten spielen nun vielfach bei der Beurteilung der Pflanzenwanderungen bei uns und auch anderwärts eine große Rolle; sie werden oft als Überbleibsel (Relikte) aus einer Zeit betrachtet, in der die betr. Pflanze eine weitere Verbreitung (also mindestens eine kompakte Verbreitung bis zu den Grenzen der jetzigen absoluten) hatte. Beide Pflanzengenossenschaften, die östlichen wie die westlichen, stoßen ihre vorgeschobenen Posten in das Gebiet der anderen vor. Bei der durch die jetzige Konstanz der Grenzen (unter den von Ost nach West wenig veränderten Vegetationsbedingungen) belegten großen Empfindlichkeit der Gewächse gegen die klimatischen Faktoren ist aber im Flachlande anzunehmen, daß bei einer etwa erfolgenden Klimaänderung die sich zurückziehende Pflanzengenossenschaft aus dem für sie ungünstig werdenden Teile völlig verschwindet. In hohen Gebirgen wie den Alpen[1]) usw. liegen die Verhältnisse natürlich sehr wesentlich anders, weil dort durch Insolation oder Nordlage, Abschluß des Tales oder Talkessels gegen warme oder kalte Winde, Föhn usw. auf kurze Strecken die Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse sich so ändern können, daß bei Erwärmung des Klimas die kältebedürftigen sich an kalte Lagen, bei Abkühlung die wärmebedürftigen an warme Lagen zurückziehen können, ohne ganz zu verschwinden. Im Flachlande scheint mir dies nach dem jetzigen Florenbilde nur bei ganz minimalen, kaum merklichen Schwankungen möglich; sobald ein wirklich steppenähnliches Klima einem feuchteren folgen würde, müßten die atlantischen, an das maritime Klima gebundenen Arten verschwinden, schon weil ihre charakteristischen Standorte, ihre aus bestimmten Arten zusammengesetzten Pflanzenvereine verschwinden würden. Beide, die vorgeschobenen Posten der binnenländischen pontischen oder pannonischen Pflanzen und die der atlantischen Typen, als Relikte anzusehen, scheint mir absolut unmöglich. Sind, wie sehr vielfach angenommen wird, die meist auf den Heide- oder Hochmooren lebenden nordisch-atlantischen oder nordischen

---

[1]) Vgl. BECK in Lotos **55**, Heft 3 und 4.

Formen Überbleibsel aus der Eiszeit, also aus der arktischen oder subarktischen Periode, Überbleibsel, die sich an jenen Orten dauernd gehalten haben, da die Moore allgemein zu den „kalten“ Formationen gehören[1]), nun so kann eine irgendwie stärkere Schwankung der klimatischen Verhältnisse im norddeutschen Flachlande seit dem völligen Rückzuge des Inlandeises nicht mehr erfolgt sein. Die arktische Flora wäre dann der subarktischen gewichen, die bis auf die erwähnten Reste, die außerhalb der kompakten Verbreitung der Arten geblieben sind, durch die jetzige mitteleuropäische verdrängt ist. Die südöstlichen bzw. pontischen Pflanzen wären dann mit dem Rückzuge des Eises der zunehmenden Erwärmung gefolgt, soweit es jeder einzelnen von ihnen möglich war; sie stießen in ihrer kompakten Verbreitung so weit vor, bis irgend ein klimatischer Faktor (bei uns in der Mehrzahl der Fälle die große Frühjahrs- und Herbstfeuchtigkeit) ihnen eine Grenze setzte; über diese Grenze hinaus sind ihre Samen dann natürlich dauernd verbreitet worden, und so haben sich auch noch im ungünstigeren Gebiet an besonders günstigen Standorten die Arten hie und da ansiedeln können, bis sie dann mit der Verstärkung des ungünstigen Faktors ihre absolute Grenze erreichten. In diesem Falle wären also die isolierten Standorte der östlichen trockenheitliebenderen Formen nicht als Relikte, sondern als Vorposten aufzufassen. Die Gehölze wären dann etwa in der von NATHORST und ANDERSSON angenommenen Reihenfolge eingewandert.

Jede stärkere Erwärmung und Abtrocknung des Gebietes nach der Eiszeit, die über die jetzt herrschende hinausging, hätte unbedingt einen starken Vorstoß der östlichen Pflanzen nach Westen zur Folge gehabt, die Hauptwohnplätze der feuchtigkeitliebenden Arten, die Heide- und Hochmoore, hätten in dem trockneren Teile nicht mehr zur Ausbildung gelangen können und wären verschwunden. Aber auch die andere Standorte bewohnenden Arten wären nach dem jetzigen Florenbilde zurückgewichen. Wäre ein solcher Vorstoß vorhanden gewesen (oder gar deren mehrere), der allmählich wieder auf das jetzige Stadium zurückgegangen ist, so wären danach die atlantischen Pflanzen an den isolierten Standorten Vorposten, die östlichen Relikte. Für ein solches Vordringen der östlichen Steppentypen nach dem Westen fehlen aber bisher alle stichhaltigen Beweise, soweit dabei pflanzliche Reste in Betracht kommen; es steht zu hoffen, daß darüber das in Aus-

[1]) Vgl. WARMING: Ökologische Pflanzengeographie.

sicht stehende Moorwerk WEBERS ausschlaggebende Materialien bringen wird. Ein zwingender Grund, eine so starke Schwankung anzunehmen, liegt meiner Meinung nach nicht vor, im Gegenteil, die jetzige gleichmäßige Pflanzenverbreitung widerspricht dem einigermaßen.

Die hauptsächlichsten für die Beurteilung der klimatischen und Vegetationsverhältnisse früherer Perioden verwendeten Vegetationsformationen sind die Pflanzenvereine des Wassers und der Moore, weil in ihnen am besten die pflanzlichen Reste in einem erkennbaren Zustande erhalten bleiben. Die Vegetation der Gewässer bietet nun aber bei der relativen Unabhängigkeit der Wasserpflanzen von den klimatischen Verhältnissen keine wesentlichen Verschiedenheiten bei geringeren klimatischen Unterschieden. Anders ist es mit den Mooren. Diese können namentlich deshalb als wichtigstes Kriterium gelten, weil ein Teil von ihnen, die Heide- und Hochmoore, nur von den Niederschlägen leben. Die an den Grundwasserstand gebundenen Wiesen- oder Niederungs-Moore werden sich überall finden, wo Wasser zusammenläuft, und das kann ja auch in trockneren Gebieten geschehen; echte Heidemoore mit wachsendem Torfmoose *(Sphagnum)* können aber nur da entstehen, wo die Niederschläge genügend groß sind, um dem Moose genug Wasser zu liefern, daher ja auch die Abnahme der Hochmoorbildung bei uns von Nordwesten nach dem trockneren Südosten und der Rückzug der Hochmoorbildung in den trockneren Teilen in die Wälder. Aber auch hier kann oft die geologische Schichtenfolge keinen absolut sichern Beweis liefern, es sei denn, daß die Gleichaltrigkeit bestimmter Schichten in zahlreichen Fällen nachzuweisen ist. Die normale Schichtenfolge, daß sich auf einem Wiesen- bzw. Niedermoor oder auf dem gewachsenen Boden das Hochmoor aufbaut, kann durch viele Faktoren gestört werden. Zunächst spielt die Schwankung des Grundwasserstandes dabei eine wichtige Rolle, und es ist wohl als sicher anzunehmen, daß nach dem Verschwinden des Inlandeises die Erosionsverhältnisse in den Diluvialablagerungen noch sehr andere waren als jetzt, die weiten Diluvialerhebungen zwischen den großen Tälern der Abschmelzwasser sind naturgemäß im Laufe der Jahrtausende seitdem immer schärfer durch die Erosion angefressen worden, der Wasserabfluß ist gleichmäßiger geworden. In früheren Perioden werden daher die Änderungen des Gefälles, die Wasserzufuhr und damit der Grundwasserstand an den einzelnen Orten größer gewesen sein als jetzt. — Die Überlagerung eines Hochmoores durch ein Niederungsmoor kann

auch durch Überflutung des ersteren erfolgt sein, ein Vorgang, der sich sogar hie und da jetzt infolge von Wasseraufstau abspielt. Auch auf ganz flach gelegenen Mooren kann man ähnliche Dinge beobachten, wenn das Niederungsmoor von einem Bache durchflossen war, der mit einem minimalen Gefälle sich in ein größeres Gewässer ergießt. Schon der schwankende Wasserstand des letzteren kann natürlich einen Rückstau, eine Wiederüberflutung des schon mit Hochmoor oder mit Wald bedeckten ausgewachsenen Niedermoores verursachen, aber die langsam fließenden Bäche versperren sich selbst nicht selten durch die Ablagerung der mitgeführten Schlammteile den Ausfluß bzw. legen diesen allmählich höher, und auch ihr Bett selbst bzw. auch dessen Ränder erhöhen sich in der bekannten Weise so lange, bis bei höherem Wasserstande ein seitlicher Durchbruch erfolgt, der zur Wiederüberflutung des Geländes führt. Die Folge ist, daß die begonnene Hochmoorbildung wieder durch eine weitere Wiesenmoorbildung abgelöst wird, bzw. wenn eine Bewaldung stattgefunden hatte, daß der Wald durch das Moor wieder vernichtet wird. Im letzten Falle wird zwischen den beiden Moorschichten eine Wurzelschicht des Waldes in den Niederungstorf eingelagert erscheinen.

Sehr verbreitet muß die Einwanderung des Torfmooses und damit die Heide- oder Hochmoorbildung in die Wälder gewesen sein, wie die zahlreichen Wurzeln oder zugespitzten Stämme im Liegenden der Hochmoore beweisen. Es kann dies in 2 Formen geschehen. Entweder siedelt sich das Torfmoos selbständig in den feuchten Wäldern an, wie man dies namentlich in den feuchten atlantischen Heidegebieten beobachten kann, es vermehrt sich und schließt sich bald zu einer Moosdecke zusammen, so den Bäumen die Luft im Boden abschneidend und sie vernichtend. Ein anderer Vorgang, der überall da, wo überhaupt noch Hochmoorbildung stattfindet, vor sich gehen kann, ist die seitliche Einwandernng des Moores. Namentlich dann, wenn das Moosmoor in seinem Wachstum seitlich an eine in der Wachstumsrichtung sich senkende Stelle gekommen ist, so daß jetzt die Wasserbewegung, die in den Moospflanzen eine absteigende ist, den sonst (solange das Moor in einem geschlossenen Kessel wächst) gerade am schlechtesten mit Wasser versorgten Randpflanzen am meisten zu gute kommt; dann beginnt der Rand des Moores lebhaft den Abhang herabzuschreiten. Ein Wald, der in seinem Wege steht, wird natürlich umwachsen und erstickt. Bewaldete Senkungen können so bald vom Moore ausgefüllt werden.

In den mäßig feuchten Gegenden, in denen eine Bildung wachsender Hochmoore unter freiem Himmel nicht mehr gut möglich ist, das lebhaft wachsende *Sphagnum* sich in den Schutz der Bäume zurückziehen muß, wie wir es vielfach im mittleren und östlichen Norddeutschland sehen, kommt nicht selten eine interessante Schichtenfolge zustande. Das in den Beständen der Kiefer etc. in dichten Polstern aufwachsende *Sphagnum* umwächst, auch mit anderen Moosen, die Stämme so weit, bis die Bäume durch Erstickung der Wurzeln und des Stammgrundes absterben. Durch den jetzt geschaffenen Lichteinfall, die verstärkte Verdunstung an der ungehinderten Sonne wird das Torfmoos in seinem Wuchse stark beeinträchtigt, es bleibt kurz und kümmerlich. Mit der jetzt folgenden starken Entwicklung der dem Moose beigemischten größeren Pflanzen keimen auf dem Boden auch wieder die Baumsämlinge, die, nachdem sie herangewachsen sind, dem Moose wieder Schutz und Schatten spenden, so daß dieses jetzt wieder üppig zu wachsen beginnt, um dadurch wieder sein Zerstörungswerk an den Bäumen einzuleiten, die einige Jahrzehnte lang den Kampf gegen das Torfmoos führen und schließlich, wenn ihr Stammgrund zn tief im Moose steckt, unterliegen. Das sich ergebende Bild ist ein Wechsel von Moos- und Wurzelschichten im Torfe.

Die dem Torfmoose beigemischten höheren Pflanzen zeigen sich in ihrem Verhältnis zum Moose sehr schwankend. Ganz geringe Änderungen in der zur Verfügung stehenden Wassermenge, selbst kürzere ein oder einige Jahre dauernde sommerliche Trockenperioden vermögen hier eine sehr wesentliche Verschiebung hervorzubringen, worauf ich schon früher[1]) hinwies. Wächst das *Sphagnum* stark, so werden Wollgras und all die übrigen Begleiter schwach, wenigstengelig ragen sie aus der Moosoberfläche hervor (C. A. Weber). Sobald aber aus irgend einem Grunde das Wachstum des Mooses nachläßt, stärken sie sich plötzlich, sie bilden dichte Rasen und Bülten, und zwischen ihnen streben Sträucher (*Myrica*, *Ledum* usw.) auf. In den etwas trockneren Gegenden haben wir natürlich nur so bewachsene Moore. Wie gering aber die Schwankungen der Wassermenge zu sein brauchen, zeigt das Verhalten der Moorränder, die wohl fast alle mit den Kräutern und Sträuchern reichlich bedeckt sind, selbst wenn die weite Mitte fast kahl erscheint. Die stärkere Verdunstung, die schnellere Wasserableitung usw. dürften es sein, die die Bebuschung an den

---

[1]) Heide und Moor, S. 62 ff.

schräg abfallenden Randteilen bewirken. Je höher das Moor sich über die Umgebung erhebt, desto breiter wird natürlich der buschige Randstreifen, desto größer wird seine Fläche im Verhältnis zur Gesamtfläche des Moores. Es muß also bei kleineren Mooren früher, bei großen spät der Zeitpunkt eintreten, wo das ganze Moor mit dem Buschwerk bewachsen ist. Das buschige Moor hinterläßt, ähnlich wie die Übergangsmoore, eine filzige Wurzelschicht, die auch oft als „Übergangsmoor“ angesprochen worden ist, die sich aber durch die reine Zusammensetzung nur von Heidepflanzen von dem echten Übergangsmoore mit gemischter Flora sehr wesentlich unterscheidet.

An fast allen unseren Heidemooren, die zu Torfstich usw. verwandt werden, kann man beobachten, daß die schnellere Ableitung des Wassers, die Vergrößerung der Oberfläche usw. die Rasen- und Buschbildung auf dem Moore sehr energisch fördern, ja daß sie sie meist unmittelbar veranlassen. Meist finden sich auch an den dann höher gelegenen Stellen Bäume, Birken, Kiefern usw. an. In der Natur entstehen ganz ähnliche plötzliche Veränderungen durch die Moorbrüche, durch den Ausbruch der inneren weichen Moormasse. Durch das dadurch erfolgende Tiefersinken der Moormitte und die schnellere Entwässerung wird sich solch Moor auch zunächst mit Buschwerk und Bäumen bedecken, bis das wachsende *Sphagnum* die Fläche wieder gleichmäßig überzieht und so wieder eine Wurzelschicht im Innern des Moores einschließt.

Ein weiterer Faktor, der beim natürlichen Wechsel der Vegetationsformationen sicherlich eine große Rolle spielt, ist die „Bodenmüdigkeit“[1]), jene eigentümliche dem Landwirt lange bekannte Erscheinung, daß die meisten Pflanzenarten nur einige Generationen gesund und kräftig an derselben Stelle, auf demselben Boden, wachsen können, daß sie dann, selbst wenn ihnen künstlich Nahrung (Dünger) zugeführt wird, anfangen zu kränkeln, und daß sie durch andere Arten abgelöst werden. Bei den Krautgewächsen zeigen unsere Erfahrungen und Kenntnisse in dieser Richtung, daß die ausdauernden Arten meist von ihren früheren Wohnplätzen in radialer Richtung fortwandern, ihren ehemaligen Standort meiden (Hexenringe), daß die einjährigen an den Stellen ihrer Vorfahren meist bald klein und kümmerlich bleiben, auf dem neueroberten Terrain aber kräftig aufwachsen. Auch bei unseren Waldbäumen glaubt man hie und da schon Ähnliches zu beobachten, und bei den

---

[1]) Vgl. 32. Bericht Zoolog.-Botan. Ver. Danzig 1910, S. 54 ff.

großen Zeiträumen, mit denen die geologische Forschung rechnen muß, ist wohl als sicher anzunehmen, daß auch ohne Eingriff des Menschen nach einer Reihe von Generationen eine Baumart die andere schwach und kränklich gewordene an den betreffenden Stellen ablöste. Je stärker die Herrschaft der einen Art in einem Lande anfangs gewesen ist, desto auffallender muß naturgemäß ihr Rückschreiten werden. Diese „Wechselwirtschaft", wie sie die Natur uns bei den kleinen Gewächsen alljährlich zeigt, wird ganz sicher auch bei den Siedelungsverhältnissen unserer größten, den Boden am meisten in Anspruch nehmenden Gewächsen, den Waldbäumen, stark mitsprechen. Die Ablösung der meist wenig Humus hinterlassenden Laubgehölze durch (etwa anspruchslosere) Nadelhölzer mit reichlicher Humus- und Moosbildung, wie sie zahlreich im Gebiete der Lüneburger Heide zu treffen ist, ergibt naturgemäß einen Wechsel sehr verschiedener Schichten fossiler Reste.

Den aufgeführten Vegetationsänderungen, die auch einen völligen Wechsel der fossilen Reste, eine Änderung im Bilde der übereinandergelagerten Schichten mit sich bringen müssen, ohne daß auch die mindeste klimatische Änderung dazu nötig wäre, ließe sich noch eine Reihe anderer hinzufügen. Ich habe aber geglaubt, hier auf die wichtigsten Faktoren aufmerksam machen zu sollen, weil noch jetzt nicht selten in der Literatur aus einfachen Schichtenfolgen auf eine Änderung der klimatischen Verhältnisse geschlossen wird.

Manuskript eingegangen am 17. Januar 1910.]

11. Klimaänderungen und Binnenmollusken im nördlichen Deutschland seit der letzten Eiszeit.

Von Herrn HANS MENZEL in Berlin.

Inhaltsübersicht.

Einleitung.

Zur Lösung der Frage nach den klimatischen Veränderungen seit der letzten Eiszeit, die für die Sitzung des XI. internationalen Geologenkongresses zu Stockholm in diesem Jahre zur Diskussion gestellt worden ist, erscheint neben der Flora und der Fauna der Wirbeltiere nicht zuletzt die Fauna der Binnenmollusken geeignet, bedeutungsvolle Beiträge zu liefern.

I. Die Literatur über deutsche Binnenmolluskenfaunen des Quartärs.

Wenn der XI. internationale Geologenkongreß im Sommer dieses Jahres in Stockholm tagt, werden 58 Jahre verflossen sein, seit Alexander Braun auf der 20. Versammlung der Gesellschaft deutscher Naturforscher und Ärzte zu Mainz (im September 1842) zum ersten Male eine „vergleichende Zusammenstellung der lebenden und diluvialen Molluskenfauna des Rheintales [mit der tertiären des Mainzer Beckens]“ gegeben hat. Schon darin finden wir die Grundzüge angedeutet, die auch heute noch für uns maßgebend bei der Beurteilung fossiler Binnenmolluskenfaunen sind.

Die Kenntnis der quartären Binnenconchylien und der sie einschließenden Ablagerungen wurde in der Folgezeit, insbesondere an ihrer klassischen Stätte, dem Mainzer Becken, weiter ausgebaut durch Männer wie Sandberger, Andreae, Boettger, Koch, Kinkelin und einige andere, doch wirkte ihr Vorgang nicht so befruchtend auf die Quartärgeologie ein, wie die Wichtigkeit des Stoffes es wohl erfordert hätte. (Dafür waren wohl in Deutschland vorerst in den älteren Formationen interessantere und wichtigere Probleme zu lösen.) Es wurden zwar weiter Conchylienfaunen aus quartären Ablagerungen, besonders in Süd- und Mitteldeutschland, von Clessin, Kobelt, v. Martens, Weiss u. a. vortrefflich bestimmt und veröffentlicht, die Erörterung der damit verbundenen geologischen Fragen blieb aber in der Regel hinter der zoologischen Behandlung des Stoffes zurück, da die Verfasser meistens keine Fachgeologen waren. Erst in neuerer Zeit läßt sich ein weiterer Aufschwung, vor allem durch die Arbeiten von Wüst, nicht verkennen, dem sich noch einige andere Forscher wie Steusloff angeschlossen haben. Immerhin ist die Kenntnis der quartären Binnenconchylien-

faunen in Deutschland, vor allem in dem Gebiet der nordischen Vereisungen und ihrer Vorländer, noch recht gering. Ganz besonders wenig beachtet wurden aber bisher die alluvialen Conchylienfaunen, von denen man bei geologischen Beschreibungen nicht selten weiter nichts lesen kann als „mit Schnecken, die sich von den lebenden nicht unterscheiden lassen". Indessen haben auch im Gebiet der nordischen Vereisungen, besonders in der Umgegend von Berlin, sowie in West- und Ostpreußen, schon vor Jahren eine Reihe von Autoren den quartären Binnenmollusken ihre Aufmerksamkeit geschenkt, so vor allem Beyrich, Kunth, Berendt, Wahnschaffe, Keilhack, Gottsche, Schroeder, Jentzsch, Koert u. a. Diese Forscher waren aber meistens mehr Geologen als Spezialkenner der Binnenconchylien und ihrer heutigen Verbreitung. Daher tritt in ihren Arbeiten wieder die paläontologische Wertung der Faunen etwas hinter der geologischen Behandlung zurück. Von seiten anderer Geologen, auch von solchen, die sich viel mit Quartärgeologie befaßt haben, wurde den Binnenmolluskenfaunen eine starke Nichtachtung entgegengebracht, die wohl allerdings ihren Hauptgrund in großer Unkenntnis hatte; denn nur so läßt es sich erklären, wie es kommen konnte, daß im III. Teile der Lethaea geognostica, in dem Bande über das Quartär (erschienen 1903), auf der schönen von Löschmann gezeichneten, Tafel neben anderen Unrichtigkeiten, mehrere Arten einen falschen Namen tragen[1].

II. Die Wertung der Binnenmollusken zur Beurteilung von Klimaänderungen.

Der Nachweis von klimatischen Veränderungen in der geologischen Vergangenheit auf Grund der Binnenmolluskenfauna, wie er im folgenden versucht werden soll, läßt sich, ebenso wie bei der Pflanzenwelt, nur durch die genaue Kenntnis der Verbreitung der heute lebenden Binnenmollusken führen. Das macht aber die Voraussetzung erforderlich, daß die fossilen Vertreter genau oder wenigstens annähernd genau dieselbe Abhängigkeit vom Klima besaßen wie die heutigen. Wir sind

[1] „*Valvata naticina* Menke" = wahrscheinlich *Valvata depressa* Pfr. — „*Planorbis* (*Gyrorbis*) *carinatus* Müll." = *Planorbis* (*Tropidiscus*) *umbilicatus* Müll. *Plan. carinatus* gehört ebenfalls zu der Untergattung *Tropidiscus*, nicht zu *Gyrorbis*. — *Helix* (*Trigonostoma*) *obvoluta* Müll. teste Sandb. (= *Tropidiscus umbilicatus* teste Weiss)" ist natürlich unrichtig und beruht wahrscheinlich auf einem Verwechseln der Etiketten. — „*Succinea putris* L." = *Succinea schumacheri* Andr. — Der Autor von *Cyrena* (*Corbicula*) *fluminalis* ist Müller (nicht „Graup." [?]).

aber zu dieser Voraussetzung, wenigstens was die vorliegende Frage, die klimatischen Verhältnisse während der Nacheiszeit betrifft, vollauf berechtigt. Denn die hier in Frage kommenden Arten leben fast alle heute noch und zeigen genau dieselbe Entwickelung und Ausbildung der Schale. Da aber der Bau der Schale, dieses wichtigsten Schutzorganes der Molluskenwelt, zum großen Teile von den biologischen Verhältnissen und diese wieder stark vom Klima beeinflußt werden, so können wir eine bestimmte Wechselbeziehung zwischen dem Vorkommen einzelner Conchylienarten und den Klimaverhältnissen in der Vergangenheit wie in der Gegenwart annehmen.

Während in der botanischen Literatur die Beziehungen zwischen Pflanzenwelt und Klima schon seit langem eingehende und umfangreiche Behandlung, vor allem auch unter Berücksichtigung der fossilen Vorkommnisse, erfahren haben, fehlt es in der Literatur der deutschen Binnenmollusken noch sehr an Zusammenstellungen, die ohne weiteres als Unterlage für geologische Betrachtungen dienen könnten.

„Über die Verbreitung der europäischen Land- und Süßwasser-Gastropoden“ haben wir eine für die damalige Zeit vortreffliche Arbeit aus dem Jahre 1855 von E. v. Martens. In neuerer Zeit behandelt dasselbe Thema, aber in erweiterter Form, W. Kobelt in seinen „Studien zur Zoogeographie“, Teil I—II (Wiesbaden 1897—98). Beide Arbeiten, insbesondere die letztere, bieten zwar einen ausgezeichneten Anhalt für die Bewertung fossiler Faunen, lassen sich aber nicht ohne eingehende Kenntnis der malakozoölogischen und paläomalakozoologischen Literatur verwenden.

Den Versuch, diese Lücke auszufüllen, hat nun in neuerer Zeit (1904) A. C. Johansen in Kopenhagen in seiner Arbeit „Om den fossile Kvartaere molluskfauna i Danmark og dens relationer til forandringer i klimaet“ gemacht. Er geht von dem Gedanken aus, die nördlichste Verbreitung der Conchylien festzustellen, und kommt zu der Erkenntnis, daß die nördlichsten Verbreitungsgrenzen der Mollusken ziemlich genau mit dem Verlauf der Juli-Isothermen übereinstimmen. Hieraus berechnet er weiter die niedrigste Julitemperatur, unter der jede einzelne Art noch leben und sich fortpflanzen kann. Aus diesen Zahlen sucht er dann auf Grund der gefundenen Mollusken die klimatischen Verhältnisse der geologischen Abschnitte des Quartärs nach Wärmegraden festzustellen.

Es muß zugegeben werden, daß dieses Verfahren etwas sehr Bestechendes hat. Vor allem erscheint wichtig die Ent-

deckung des Gesetzes vom Zusammenhang der nördlichsten Verbreitungsgrenzen der Binnenmollusken mit den Juli-Isothermen. Indessen wurde dieses Gesetz schon 49 Jahre vor dem Erscheinen von JOHANSENS Arbeit von keinem Geringeren als E. v. MARTENS in seiner oben genannten Arbeit ausgesprochen, wo er auf Seite 44 sagt: „Hauptsächlich ist es aber das Klima, d. h. die Feuchtigkeits- und Temperaturverhältnisse, welche die Verbreitung der Schnecken bedingen. Die ersteren sind leider noch wenig übersichtlich bekannt geworden, die letzteren werden in erster Annäherung durch die Breitengrade, genauer durch die Isothermen und noch besser durch die Isotheren und Isochimen dargestellt.“ Auf Seite 60 heißt es dann noch präziser: „Es ist also nur die Sommertemperatur, in welcher wir eine Übereinstimmung finden, die Winterkälte zeigt bedeutende Verschiedenheiten vom ozeanischen Schottland zum kontinentalen Rußland, zwischen welchen beiden die Schweiz die Mitte hält, ein Beweis, daß für unsere Schnecken die Sommertemperatur weit wichtiger ist als das Jahresmittel, denn den Winter verschlafen sie, er mag nun einige Grade mehr oder weniger haben.“ Demnach muß nicht JOHANSEN, sondern E. v. MARTENS als Entdecker dieses Gesetzes gelten. Immerhin bleibt JOHANSEN das Verdienst, die Folgerungen aus demselben gezogen und seine praktische Verwendbarkeit für Klimabestimmungen in der Vergangenheit gezeigt zu haben. Indessen haften der Klimatabelle von JOHANSEN noch eine Reihe erheblicher Mängel an, die ihre Brauchbarkeit stark beeinträchtigen.

Ein Umstand, der dem Verfasser allerdings nicht zum Vorwurf gemacht werden kann, ist, daß die Zusammenstellung sich nur auf die in Dänemark gefundenen Arten beschränkt. Dadurch werden eine ganze Reihe der wichtigsten, wohl nur zufällig in Dänemark noch nicht nachgewiesenen Arten, die in Deutschland und England sehr häufig sind und zum Teil auch in Schweden vorkommen, wie *Vallonia tenuilabris*, *Pupa columella* usw. nicht in den Bereich der Betrachtung gezogen.

Ein wirklicher Mangel, auf den hingewiesen werden muß, ist die Synonymik bei JOHANSEN. Es werden ohne Angabe der Gründe eine ganze Anzahl von gut unterscheidbaren Formen, die oft ganz getrennte oder doch wenigstens verschiedene geographische Verbreitungsgebiete haben, zusammengezogen. Dadurch werden die oft sehr deutlichen klimatischen Beziehungen vollständig verwischt. So werden z. B. *Vitrina pellucida* MÜLL. und die nördlichere *V. angelica* BECK, die sich durch größere, erweiterte Mündung unterscheidet, miteinander vereinigt. Unter *Succinea elegans* RISSO versteht JOHANSEN diese selbst, *S. pfeifferi*

Rossm., *S. groenlandica* Beck und *S. altaica* v. Mart. Unter *Limnaea auricularia* L. faßt er den ganzenFormenkreis der *L. auricularia* L. (em. Clessin), *L. obliquata* v. M. und der *L. lagotis* Schrenk zusammen. Als *Limnaea pereger* Müll. bezeichnet er Formen, die wir als *L. pereger* Müll., *L. ovata* Drp. u. *L. mucronata* Held auseinanderzuhalten gewöhnt sind. Unter *Valvata piscinalis* Müll. vereinigt er diese selbst mit Formen von *V. lilljeborgi* Westerl., *V. alpestris* Küst., *V. raboti* West. Diese Beispiele könnte man noch beliebig vermehren. Ja ich bin sicher, daß auch bei anderen Arten, bei denen Johansen nicht angibt, daß er mehrere Formen vereinigt, verschiedene Unterarten oder Variationen, wie man es nennen will, zusammengefaßt werden, die klimatisch scharf auseinanderzuhalten wären, so bei *Sphyradium edentulum* Drap. u. a. Da gerade über die nordischen Formen der paläarktischen Binnenmollusken ausgezeichnete Untersuchungen von Westerland vorliegen, so wäre es nicht schwer gewesen, diese Formen streng zu trennen.

Aber auch der Kernpunkt der Arbeit von Johansen, die Feststellung der tiefsten Temperatur aus der nördlichsten Verbreitung zeigt noch Unstimmigkeiten. Johansen hebt schon selbst hervor, daß das weitere Vordringen der Mollusken nach Norden mehrfach durch das Aufhören des Landes verhindert sein dürfte, so daß einzelne Arten wohl noch nach nördlicheren Gegenden gewandert wären, wenn sie gekonnt hätten. Deshalb dürfte bei mehreren ihre nördlichste Verbreitung nicht mit ihrer äußersten Lebens- und Entwicklungsmöglichkeit zusammenfallen. Zu solchen Arten scheint mir z. B. auch *Anodonta cygnea* zu gehören, ohne daß ich indessen zurzeit den strengen Beweis dafür liefern könnte. Es läßt sich aber gerade aus ihrer Verbreitung deutlich ersehen, daß ihre Nordgrenze sich nicht genau der Juliisotherme anschließt, sondern im westlichen Europa, im Bereich des ozeanischen Klimas, bedeutend weiter nach Norden vorrückt (bis zur 13 ^{0}-Juliisotherme), während sie im Osten, in Sibirien und Kamschatka, also in der Gegend des kontinentalen Klimas, weiter südlich, bis in den Bereich der 18 ^{0}-Juliisotherme rückt. Sie scheint also die kalten, langen Winter zu meiden. Ähnliches mag auch von einer Anzahl anderer Arten gelten. Dieser Punkt bedarf also auch noch sorgfältiger Nachprüfung und Ergänzung, wenn die exakten Zahlenangaben von Johansen über Klimaverhältnisse Anspruch auf unbedingte Zuverlässigkeit machen sollen.

Eine wesentliche Seite behandelt die Arbeit von Johansen aber nur sehr nebensächlich. Das ist die Südgrenze der Verbreitung der Mollusken. Wenn dieselbe auch bei sehr vielen

Arten von geringer Bedeutung ist, da sie sehr weit nach Süden gehen und sich an Wärme, soweit sie mit Feuchtigkeit verbunden ist, in hohem Maße gewöhnen können (lebt doch *Limnaea ovata* L. = *L. pereger* Müll. bei Johansen, die bis zur 8° - Isothere nach Norden geht, in den heißen Quellen in Island bei einer Temperatur von + 40° C), so haben wir aber auch eine ganze Reihe von Formen, die in einem wärmeren Klima nicht zur Entwicklung kommen und absterben oder verkümmern. Dazu gehören z. B. *Patula ruderata*, *Pupa columella*, *turritella*, *alpestris*, *arctica* usw. Die Feststellung der südlichsten Verbreitung dieser Formen wäre gerade für die Beurteilung fossiler Faunen, in denen sie sich finden, von höchstem Interesse.

Wenn also die Arbeit von Johansen auch noch nicht ausreicht, um in allen Fällen eine zuverlässige Beurteilung der klimatischen Verhältnisse unserer conchylienführenden Quartärablagerungen zu ermöglichen, so zeigt sie uns doch den Weg, auf dem wir zu einer solchen gelangen können. Sie ist eine wichtige Vorarbeit für die Lösung der Frage nach den klimatischen Verhältnissen und Änderungen in der geologischen Vergangenheit.

A. Die fossilführenden Ablagerungen der letzten Glazial- und der Postglazialzeit im nördlichen Deutschland.

Im folgenden soll an einer Reihe von Beispielen untersucht werden, wie sich im nördlichen Deutschland die klimatischen Verhältnisse seit dem Höhepunkt der letzten Vereisungen geändert haben. Das in Betracht gezogene Gebiet umfaßt das ganze nördliche, nach unserer heutigen Kenntnis dreimal vereist gewesene Deutschland. Es liegt für dieses Gebiet noch keine Zusammenstellung der Untersuchungen über klimatische Veränderungen seit der letzten Eiszeit vor, die sich auf die Conchylienfauna gründet oder dieselbe auch nur eingehend berücksichtigt. Nur eine Reihe von Einzeluntersuchungen sind vorhanden, besonders im Westen, in der Gegend von Lübeck und in Mecklenburg, die jungglaziale und spät- oder postglaziale Ablagerungen und ihre Conchylienfaunen, neben den Floren, behandeln. Diese von Struck, Friedrich, Range und Steusloff verfaßten Arbeiten sind deshalb für meine Ausführungen sehr wertvoll gewesen. Ganz ähnliche Funde wie aus der Gegend von Lübeck liegen auch aus Ostpreußen vor. Sie sind aber zum größten Teil noch unveröffentlicht. Schließlich konnte ich noch eine Reihe von eigenen Aufsammlungen aus Hinterpommern,

eine reiche Conchyliensammlung aus dem Kreise Pyritz, dem Arbeitsgebiet des Herrn Soenderop, und eine interessante Fauna aus dem Kalktuff am Windebyer Noor bei Eckernförde benutzen, die ich Herrn W. Wolff verdanke.

Wahnschaffe hatte in seiner „Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes“ III. Auflage, Stuttgart 1909, S. 331/32 folgende Gliederung der in Frage stehenden Zeit ausgeführt, die sich in der Hauptsache auf die phytopaläontologischen Untersuchungen von Nathorst u. A. stützt, aber auch die Faunen nicht unberücksichtigt läßt.

I. Spätglaziale Phase.
Dryas- (*Yoldia-*) Zeit.

II. Postglazialzeit.
a) Ältere:
Birke-Kiefer- (*Ancylus*)-Zeit.
b) Mittlere:
Eiche- (*Litorina*) Zeit.
c) Jüngere:
Buche- und Erle- (*Mya-*) Zeit.

I. Die glazialen Süßwassermolluskenfaunen bei Lübeck.

Über die jungglazialen fossilführenden Ablagerungen bei Lübeck haben 1900 Struck und 1905 Friedrich ausführlich berichtet.

Lübeck liegt nach Friedrich in einem Talsandgebiet, dessen Untergrund folgendes Profil zeigt:

1. Jüngster Talsand, feinkörnig, bis 3,5 m mächtig,
2. oberer Talton, oberer Tonmergel oder gelber Ton, bis 4 m,
3. älterer Talsand, feinkörnig, bis 6 m,
4. unterer Talton, unterer Tonmergel oder blauer Ton, bis 20 m.

Darunter folgt überall der obere Geschiebemergel.

Nach Norden zu geht dieses Talsandgebiet in einen schmalen Sandrstreifen über, hinter dem die große Endmoräne folgt. Das Sandrgebiet ist aus groben sandigen Kiesen und kiesigen Sanden aufgebaut, die nach Süden zu den blauen Ton überlagern. Sie werden ihrerseits wieder von dem obersten feinen Talsand überdeckt, so daß folgendes Profil entsteht:

1. feiner Talsand,
2. kiesiger Sand,
3. blauer Ton.

Im Lustholz bei Israelsdorf und bei Seeretz liegt über dem Kies noch der gelbe Talton.

Einlagerungen von conchylienführenden Süßwasserabsätzen fanden sich nun sowohl im Sandrgebiet wie im Talsand und im gelben Talton.

a) Im Sandrgebiet.

1. In der Oldenburgschen Sandgrube bei der Herrenfähre war folgende Schichtenreiche aufgeschlossen:

1. Kiesiger Sand, bis 3 m mächtig.
2. Fossilführende Süßwasserablagerung, bestehend aus gelbbraunem, sandigem und tonigem Mergel, hie und da durch Sandstreifen getrennt, im ganzen 2—3 m.
3. Hellgraue, bryozoenführende Spatsande mit kiesigen Einlagerungen.
4. Blaugraue Tonmergel.

In Schicht 2 fanden sich an Conchylien:

1. *Succinea oblonga* Drp.
2. *Limnaea ovata* Drp.
3. *Planorbis rotundatus* Poir.
4. *Valvata piscinalis* Müll.
5. *Anodonta* sp.
6. *Sphaerium dupplicatum* Cl.
7. *Pisidium amnicum* Müll.
8. *Pisidium nitidum* Jen.

2. In der Langeschen Sandgrube bei Schlutup trat dasselbe Profil auf mit den Mollusken:

1. *Limnaea* sp.
2. *Planorbis nautileus* L.
3. *Valvata piscinalis* Müll.
4. *Sphaerium dupplicatum* Cl.
5. *Pisidium amnicum* Müll.
6. *Pisidium fossarinum* Cl.
7. *Pisidium nitidum* Jen.

Außerdem wurden im Sande, etwa 1 m über der Tonbank, Knochen von *Cervus euryceros*, dem Riesenhirsch, gefunden.

3. In der Meynschen Kiesgrube am Bahnhof zu Schlutup kam unter bis zu 6 m mächtigem Sand und Kies

eine kaum 2 dm starke kalkig-sandige Ton- und Mergelschicht zutage, die von hellgrauem, ziemlich feinkörnigem Bryozoensand unterlagert wurde. In ihr fanden sich:

1. *Limnaea stagnalis* L.
2. *Limnaea cf. ovata* Drp.
3. *Valvata piscinalis* Müll.
4. *Pisidium amnicum* Müll.
5. *Pisidium fossarinum* Cless.
6. *Pisidium supinum* A. Schm.
7. *Sphaerium dupplicatum* Cless.
8. *Anodonta* cf. *mutabilis* Cless.
9. *Unio* sp.

Dicht über der conchylienführenden Mergelschicht wurden außerdem mehrere Knochen vom Rentier gefunden, von denen einer, wahrscheinlich ein Geweihbruchstück, von Menschen eingekerbt worden ist.

4. In der Meynschen Kiesgrube im Kiefernwald gegenüber dem Friedhofe ist die hier durch einen Kiessattel von 50 m Breite in zwei Teile zerlegte conchylienführende Mergelbank ebenfalls aufgeschlossen und hat an Fossilien ergeben:

1. *Planorbis nautileus* L.
2. *Valvata* cf. *piscinalis* Müll.
3. *Sphaerium dupplicatum* Cless.
4. *Pisidium amnicum* Müll.
5. *Pisidium fossarinum* Cless.
6. *Pisidium nitidum* Jen.
7. *Pisidium obtusale* C. Pfr.
8. *Anodonta* sp.

Auch in der Sandgrube bei Böge, in der Grube von Stegemann bei der Herrenfähre und am Avelunddurchstich ist diese Conchylienbank nachgewiesen worden, ohne daß aus ihr noch andere Conchylien zutage gekommen wären.

Von Pflanzen fanden sich außer Characeenresten nur zahlreiche unbestimmbare mürbe verkohlte Stücke. Auch Diatomeen ließen sich nicht nachweisen.

Diese conchylienführenden Bänke von sandigem Ton, Sandmergel und tonigem Sand bilden also in dem nördlich von Lübeck gelegenen Sandrgebiete einen weit verbreiteten Horizont. Derselbe wird von einer bis zu 8 m starken Kies- und Sandschicht bedeckt und von hellen bryozoenreichen Spatsanden unterlagert. Da diese Süßwasserbänkchen nur dünn sind, und

torfige Ablagerungen im Hangenden fehlen, so nimmt FRIEDRICH an, daß dieselben nicht Absätze einer langen Interglazialzeit, sondern während einer Oszillation des Eisrandes entstanden sind. Die darüber liegenden kiesigen Sande sind bei einem erneuten kurzen Vorrücken des Eisrandes abgelagert worden[1]).

b) Im Talsand.

In der Umgegend von Vorwerk und Cleve, nördlich von Lübeck, findet sich eine aus feinen Sanden gebildete Talsandfläche, auf der bei Cleverhof und in den Clever Kiefern ca. 2 m schräg geschichtete Kiese liegen. An der Basis derselben zeigt sich in einer Grube in den Clever Kiefern eine Tonbank mit großen *Anodonta*-Schalen.

c) Im Talton.

Der Talsand von Cleve und Vorwerk geht nach Süden zu in die gelben Taltone über, wie sich nach FRIEDRICH in zahlreichen Aufschlüssen beobachten läßt. Über ihm liegt in der Nähe von Lübeck stellenweise eine dünne Decke von jüngsten Talsanden, die gleichaltrig mit der Kiesdecke in den Clever Kiefern sein müssen. Zwischen diesen jüngsten Talsanden und dem gelben Talton fand sich an einer Reihe von Stellen ebenfalls die conchylienführende Süßwasserablagerung wieder.

1. Beim Sielbau am Einsegel

wurde unter 1 m humosem Sand und 2,5 m Talsand 0,5 m kalkreicher schwachtoniger Feinsand aufgeschlossen, der nach unten zu in den fetten, hier blaugrauen Talton übergeht. In dem dunkelgrauen, schmierigen Feinsand fanden sich massenhaft Reste von Moosen, grasartigen Blättern und zahlreichen Conchylienschalen. Unter den Pflanzen bestimmte WEBER:

Salix polaris WG.
Betula nana L.
Dryas octopetala L.

An Conchylien fanden sich:

1. *Limnaea ovata* DRP.
2. *Planorbis crista* L.

[1]) GAGEL rechnet dieses Sandrgebiet FRIEDRICHS teilweise noch mit zur Endmoräne. (Diese Zeitschr. Bd. **61**, 1909. Monatsber. 10.)

3. *Valvata piscinalis* Müll.
4. *Pisidium fossarinum* Cl.
5. „ *amnicum* Müll.
6. *Sphaerium dupplicatum* Cl.
7. *Anodonta mutabilis* Cl.

2. Beim Sielbau an der Vorwerker Schule

erschien die conchylienführende Schicht unter etwa 2,50 m Talsand und über dem oberen Talton mit folgenden Arten:

1. *Limnaea ovata* Drp.
2. *Valvata piscinalis* Müll.
3. *Pisidium amnicum* Müll.
4. „ *nitidum* Jen.
5. *Anodonta mutabilis* Cl.

3. An der St. Lorenz-Mittelschule in der Schwartauer Allee

fanden sich bei derselben Schichtenfolge in der fossilführenden Schicht:

1. *Limnaea ovata* Drp.
2. *Valvata piscinalis* Müll.
3. *Sphaerium dupplicatum* Cl.
4. *Pisidium amnicum* Müll.
5. „ *fossarinum* Cl.
6. „ *nitidum* Jen.
7. *Anodonta* sp.

Unter 1,0 humosem Sand und 0,5 hellgrauem Sand fand sich die fossilführende Übergangsschicht zum Talton ferner am Eisenbahneinschnitt zu Breder Mühle, Moislinger Allee 118, sowie an einer Reihe von weiteren Fundstellen.

Diese Fundstellen im Gebiet des Talsandes wie des Taltones haben das eine gemeinsam, daß sie auf diluvialen Absätzen der Abschmelzperiode liegen, aber in allen Fällen von ebensolchen Ablagerungen noch einmal überdeckt werden. Sie müssen also stratigraphisch entstanden sein in einer Zeit des Eisrückzuges und sind bei einem neuen Vorstoß des Eises mit neuen Ablagerungen überschüttet worden. Diese Rückzugszeit des Eises ist aber nur kurz gewesen, deshalb sind diese Bildungen nicht als Interglazial-, sondern als Interstadialbildungen anzusprechen. Die Bestätigung dieser Ansicht finden wir in den Fossilien.

d) Die Fauna des Lübecker Jungglazials.

Während aus den Süßwasserablagerungen im Bereich des Taltones auch eine bemerkenswerte Flora gesammelt wurde, die von WEBER bestimmt, folgende Arten enthielt:

Nitella flexilis.
Chara cf. *contraria*
Bryum sp.
Thuidium abietinum BRYOL. EUR.
Hypnum stellatum SCHREB.
„ *turgescens* JENSEN.
„ *Kneiffi* SCHIMP.
„ *cuspidatum* L.
„ var. *fluitans* V. KLINGGR.
Graminee oder Cyperacee?
Potamogeton alpinus BALB.
„ *compressus* L.
„ *natans* L.
„ sp.
Salix polaris WG.
„ cf. *myrsinites* L.
Betula nana L.
Dryas octopetala L.
Myriophyllum spicatum L.,

unter denen besonders *Salix polaris, Betula nana* und *Dryas octopetala* wichtig und bezeichnend für arktisches Klima sind, ist die Zahl der Conchylien geringer und nicht so charakteristisch. Es fanden sich insgesamt: (Siehe Tabelle S. 212.)

Die Bestimmungen der Mollusken rühren nach FRIEDRICHS Angaben von CLESSIN her, also dürfen wir sie als ganz zuverlässig annehmen.

Es liegt eine eigenartige Mischfauna vor. Die Mehrzahl der Arten besitzt eine weite Verbreitung, bis in die arktische Region hinein. *Pisidium supinum* SCHM., *Anodonta mutabilis* CL. und *Unio* sind indessen so weit nördlich nicht bekannt. *Sphaerium dupplicatum* CL. dagegen ist nach seinem Autor eine hochalpine Art, die nur bis in die südbayrischen großen Seen hinabgeht. Da diese kleine Muschel in fast allen Aufschlüssen sich zahlreich zeigte, so muß man sie als das Charaktertier der jungglazialen Ablagerungen der Lübecker Gegend bezeichnen. Ein zweites Charaktertier derselben Absätze ist ohne Zweifel die ebenfalls sehr häufig auftretende *Anodonta*. Ihr heutiges Vorkommen und die darauf gegründete Wertung dieses Tieres in klimatischer

Nr.	Name	Im Sandr-gebiet	Im Tal-sand- u. Talton-gebiet	Bemerkungen
1.	*Succinea oblonga* Drp. . . .	1		
2.	*Limnaea stagnalis* L.	1		
3.	„ *ovata* Drap.	1	1	
4.	„ sp.	1		
5.	*Planorbis nautileus* L. . . .	1		
6.	„ *crista* L.		1	
7.	„ *rotundatus* Poir. . .	1		Fand sich im Sandrgebiet in allen, im Talsand und Tongebiet fast in allen Aufschlüssen.
8.	*Valvata piscinalis* Müll. . .	1	1	
9.	*Sphaerium dupplicatum* Cl. . .	1	1	
10.	*Pisidium amnicum* Müll. . .	1	1	
11.	„ *fossarinum* Cl. . . .	1	1	
12.	„ *nitidum* Jen. . . .	1	1	
13.	„ *obtusale* Pfeiff. . .	1		
14.	„ *supinum* Schm. . .	1		Trat fast überall sehr häufig in einer „Anodontenbank“ auf.
15.	*Anodonta mutabilis* Cl. . . .	1	1	
16.	*Unio* sp.	1		

Beziehung, wie sie Johansen festlegt, würde aber gewissermaßen mit dem Vorkommen von *Sphaerium dupplicatum* im Widerspruch stehen. Aber *Anodonta* findet sich öfter in Gesellschaft arktischer Lebewesen in pleistocänen Ablagerungen. Man ist deshalb gezwungen, entweder anzunehmen, daß diese große Muschel heute ihre weiteste Verbreitung nach Norden noch nicht erreicht hat; das ließe sich vielleicht dadurch erklären, daß es ihr dort, z. B. im nördlichen Norwegen, an den zum Gedeihen nötigen größeren, stillen Gewässern fehlt. Oder aber ihr Zusammenvorkommen mit hocharktischen und hochalpinen Arten dicht vor dem Rande des Inlandeises läßt sich dadurch begreiflich machen, daß diese Muschel in den Gewässern weiter südlich häufig war, daß sie oder ihre Brut ständig mit den nach Norden fließenden Gewässern der Flüsse mitgeführt wurde und so immer von neuem eine Ansiedelung erfuhr. Sobald die klimatischen und Nahrungsverhältnisse es gestatteten, blieb sie aber auch in den erst vor kurzem vom Eise verlassenen Gegenden am Leben und vermehrte sich rasch. Denn wie die dunkle, humusreiche Farbe der glazialen Süßwasserablagerungen zeigt, sproßte in den flachen Wasserbecken vor dem Eisrande eine üppige Pflanzenwelt, die allerdings auf niedere (Algen) und nur wenige höhere Arten beschränkt war, den Anodonten aber eine gute Weide abgab. Auf diese Weise wird man sich auch die *Anodonta* als gute und unauffällige Gesellschafterin der arktischen Binnenmolluskenfauna vor dem Eisrande vorstellen können, um so mehr, als in Nord-

amerika mehrere *Anodonta*-Arten bis in die arktische Region vordringen. Es ist mir im übrigen gar nicht zweifelhaft, daß bei intensiverer Ausbeutung der Lübecker Glazialfauna noch die eine oder die andere arktische Art, z. B. unter den kleinen Planorben, sich finden wird. Von der Binnenconchylienfauna läßt sich demnach genau dasselbe sagen, was FRIEDRICH für die Flora ausführt. Ein Teil der Fauna lebt heute noch in der Gegend von Lübeck, dringt aber auch bis in die arktische Region vor. Eine Art ist hochalpin. Einige wie *Anodonta* und *Unio* fehlen der heutigen Arktis, ihre Gegenwart „erklärt sich (nach FRIEDRICH) dadurch, daß unter der südlicheren geographischen Breite und bei der wärmeren und längeren Sommerzeit die durch das Inlandeis nach Süden zurückgedrängten Bewohner unserer Gewässer auf ihrer Rückwanderung den arktischen Pflanzen schnell folgen konnten".

Genau dasselbe gilt von den Säugetieren. Es fanden sich Reste von Ren und Riesenhirsch. Der Ren ist das Charaktertier der arktischen Welt. Wenn die Bestimmung von Riesenhirsch richtig ist — NEHRING hat sie ausgeführt —, dann haben wir auch hier ein rasches Nachdrängen der etwas südlicheren Tierwelt, denn Riesenhirsch findet sich meist in der zeitlich unmittelbar vor der letzten Vereisung gelegenen Interglazialzeit. Verstärkt wird dieser Eindruck noch durch das Vorhandensein von Spuren des Menschen. Es mag am Ende der letzten Eiszeit eine verhältnismäßig warme Periode ziemlich plötzlich eingesetzt haben, die einen Rückzug des Eises veranlaßte. Derselbe hatte aber nicht Bestand. Noch einmal kam das Eis wieder, ehe es endgültig aus der Gegend verschwand.

II. Fossilführende Glazial-Ablagerungen in Ostpreußen.

Ein Gegenstück zu den Lübecker jungglazialen fossilführenden Ablagerungen bilden ganz verwandte Bildungen in Ostpreußen. Im Jahrbuche der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1905 hatte Herr HESS VON WICHDORFF in seinem Bericht über die geologischen Aufnahmen auf Blatt Kerschken Mitteilung von der Auffindung interglazialähnlicher Ablagerungen gemacht. Nach seinen Ausführungen und nach freundlichen Mitteilungen von Herrn E. HARBORT, der in der Nachbarschaft ganz dieselben Bildungen gefunden hat, treten bei der Ziegelei Orlowen, sowie in Einschnitten der Eisenbahnneubaustrecke Kruglanken—Marggrabowa und an anderen Orten, in typischen Geschiebemergel eingelagert, fossilreiche Bänke von sandigem

Ton, Wiesenkalk, humosem Sand, „Gyttja“ und Torf auf, die durchschnittlich 1, höchstens 2 dm mächtig sind und sich öfters mehrfach, bis zu 3-, 4-, ja sogar bis 6 mal, wiederholen. In diesen Einlagerungen ist eine an Individuen sehr reiche, an Arten aber ziemlich arme Fauna von Binnenconchylien enthalten. Daneben kommen Käfer- und Fischreste sowie Pflanzen, besonders Moose usw., vor. Unter den Conchylien konnte ich bisher erkennen:

1. *Pupa muscorum* Müll.
2. *Vertigo parcedentata* Al. Br.
3. *Succinea schumacheri* Andr.
4. *Planorbis arcticus* Beck.
5. „ *stroemi* West.
6. *Limnaea ovata* Drp.
7. „ *palustris* Müll.
8. „ *stagnalis* L.
9. „ *lagotis* Schr.
10. „ *peregra* Müll.
11. „ *glabra* Müll.
12. *Valvata* aff. *piscinalis* Müll.
13. *Sphaerium* sp.
14. *Anodonta* sp.
15. *Pisidium* sp.

Alle Arten sind ziemlich zahlreich vertreten. Am häufigsten scheint der *Planorbis arcticus* zu sein. Er ist auch am bezeichnendsten, denn er ist ein ganz hochnordisches Tier, das noch aus Grönland beschrieben ist. Sein Vorkommen stempelt die Ablagerung zu einer durchaus arktischen. Diesen Eindruck bestätigt das Vorkommen des *Vertigo parcedentata* und der *Succinea schumacheri*. Wenn daneben auch recht häufig Anodonten auftreten, so gilt von ihnen dasselbe, was von den Lübecker Anodonten gesagt worden ist. Unter den Anodonten, die meistens schlecht erhalten sind, von denen mir aber durch die Sorgfalt des Herrn Hess von Wichdorff eine Anzahl leidlich heiler Stücke vorliegt, lassen sich vielleicht noch mehrere Formen unterscheiden. Das kleine *Pisidium*, das in einer Größe von kaum 2 mm Durchmesser manche Bänke ganz erfüllt, habe ich noch mit keiner bekannten Art identifizieren können. Es wäre sehr wünschenswert, wenn auch die Flora, insbesondere die Moose der Ablagerung noch genau bestimmt, überhaupt die gesamten Ablagerungen eingehender, als es in dem Bericht geschehen ist, beschrieben würden. Die Ablagerungen haben mit „Interglazial“ nichts zu tun. Sie sind eine rein eiszeitliche Bildung, entstanden während kurzer

Oszillationen des wenig nördlich davon gelegenen Eisrandes. Sie zeigen auf das schlagendste, daß wenigstens zur Zeit des Abschmelzens der Südrand des Inlandeises von Pflanzen und Tieren bewohnt war, die ständig nachdrängten und den kaum vom Eis verlassenen Boden zu besiedeln trachteten, auch wenn sie immer von neuem von dem rückkehrenden Eise verdrängt wurden.

Die Lübecker glazialen Süßwasserbildungen haben mit den ostpreußischen fossilführenden Glazialablagerungen das gemein, daß sie wieder von echten Glazialablagerungen, Absätzen des Eises oder dessen Schmelzwassern überlagert werden. Es stimmt deshalb nicht ganz, wenn Friedrich sagt, sie gehören demselben Horizont an wie die „Dryastone", die Range beschrieben hat. Stratigraphisch gehören sie vielmehr in einen tieferen Horizont, wenn sie auch dieselbe Flora und Fauna führen. Sie stellen eine durch die Rückkehr des Eises unterbrochene Dryastonbildung dar. Man könnte sie deshalb zum Unterschiede als glazial bezeichnen, während man die Dryastone spätglazial nennen müßte. Diese bezeichnen das Ausklingen der Eiszeit und führen allmählich zu den alluvialen, postglazialen Ablagerungen über.

III. Die spätglazialen Dryastone bei Lübeck.

Der Ausdruck Dryastone oder Ablagerungen der Dryaszeit, wie er von Range 1903 im Anschluß an die Untersuchungen von Nathorst gebraucht wird, bezeichnet durchaus Bildungen der Nacheiszeit. Es werden darunter von Nathorst Ablagerungen verstanden, die auf der Moränenlandschaft liegen und eine ganz bestimmte petrographische Ausbildung zeigen. Es sind fast immer sandige Tone, die nach oben in Wiesenkalk, Faulschlamm und Torf übergehen. Selten nur gehen die Glazialpflanzen bis in den Wiesenkalk hinauf. Darüber haben sie sich wohl noch nie gefunden. Die feste Umgrenzung dieses Begriffes der Dryaszeit ist später dadurch etwas verwischt worden, daß auch in älteren Ablagerungen, wie z. B. den jungglazialen Süßwassertonen der Lübecker Gegend, sowie in noch älteren pflanzenführenden tonigen, kalkigen oder torfigen Ablagerungen, z. B. bei Klinge und in Holstein usw., *Dryas* oder andere Glazialpflanzen gefunden worden sind. Man sollte deshalb den ursprünglichen Horizont der Glazialpflanzen die spätglaziale Dryaszeit nennen. Bei dem mehrfachen Vorstoß der Vereisungen bis nach Mitteldeutschland ist es ohne weiteres einleuchtend, daß sich auch frühere *Dryas*horizonte finden müssen, die indessen stratigraphisch auseinanderzuhalten sind.

P. Range hat nun von zwei Stellen der näheren und weiteren Umgebung von Lübeck echte *Dryas*bildungen des spätglazialen Horizontes beschrieben.

1. Nusse.

Nusse liegt südlich von Lübeck, etwa 7 km westnordwestlich von Mölln in der Grundmoränenlandschaft, dicht nördlich des dort durchstreichenden Endmoränenzuges. Der Fundort befand sich 500 m östlich von Nusse in der Ziegelei von Benn. Die Ziegeleitongrube steht in einer kleinen mit Torf erfüllten Depression, in der unter einer ursprünglich etwa 5 m mächtigen, jetzt auf 2—3 m am Rande reduzierten Schicht eines ehemaligen Hochmoores folgende Schichtenfolge aufgeschlossen war:

1. ein oberer hellgrauer, sandiger, kalkfreier Ton, 0,5—1,0 m mächtig, ohne bestimmbare Pflanzenreste;
2. lokal, in der Mitte des Beckens bis 0,75 m starke Schicht von Lebertorf mit Kiefern und Birken;
3. ein grünlicher Ton mit *Salix phylicifolia* L. und *S. reticulata* L., der nach unten ohne scharfe Grenze übergeht in einen
4. blaugrauen Ton mit *Dryas octopetala* L. und *Salix polaris* Wg.

Darunter folgte die Grundmoräne.

Der überlagernde Torf zeigt etwa 0,50 m über seiner unteren Grenze einen Horizont von Holzresten und Stammstücken, die zu *Betula alba*, *Salix* sp. und *Quercus* gehören. Nach Weber fällt die Bildung des Torfes in den ersten Beginn der Eichenzeit.

Leider wurden in dieser Ablagerung gar keine Conchylien beobachtet.

2. Sprenge.

Sprenge liegt südlich von Oldesloe an der Bahn nach Schwarzenbeck, ebenfalls im Hinterlande der Endmoräne. In einem vertorften ehemaligen Seebecken waren unter dem Torfe aufgeschlossen:

1. lokal schlecht erhaltener, verwitterter Lebertorf;
2. eine 2,0—2,5 m mächtige graue und braune Schicht „Gyttja“ mit zahlreichen Pflanzen und Tierresten;
3. ein grauer, sehr plastischer Ton.

In dem grauen Tone fanden sich glaziale Pflanzen (*Dryas octopetala* L. und *Salix polaris* Wg.) sowie an Conchylien

1. *Valvata piscinalis* Müll. und
2. *Pisidium fossarinum* Cless.

In der Gyttja fehlen spezifische Glazialpflanzen und an Conchylien stellen sich ein:

1. *Bythinia tentaculata* Müll.
2. *Limnaea ovata* Drp.
3. *Physa fontinalis* L.
4. *Pisidium amnicum* Müll.
5. „ *fossarinum* Müll.
6. *Planorbis complanatus* L.
7. „ *nautileus* L.
8. *Valvata cristata* Müll.
9. „ *depressa* C. Pfr.
10. „ *piscinalis* Müll.

Die Gehäuse der letzten Art erinnern nach Range ihres weiten Nabels halber an *V. alpestris*.

Da Range von diesem Aufschluß sagt: „Die freigelegte Oberfläche des alten Seebeckens zeigt einen enormen Reichtum an Conchylienschalen", so ließe sich die Zahl der gefundenen Arten wahrscheinlich noch sehr vermehren.

Aus den beiden von Range in den Dryastonen bisher gefundenen Arten läßt sich in klimatischer Beziehung wenig sagen. Sie haben eine weite Verbreitung. Die Gyttja gehört schon einem höheren Horizonte an.

Obwohl also die Conchylienfauna dieser Dryaston-Vorkommen keinen Anhalt für arktisches Klima gibt, wurden sie doch hier näher aufgeführt, weil sie durch ihre Flora genau charakterisiert sind, und weil an ihnen besonders schön ihr Altersverhältnis zu den Lübecker Jungglazialablagerungen erkannt werden kann. Und schließlich habe ich sie nicht zuletzt deshalb aufgeführt, weil sie die großen Lücken zeigen, die heute noch in der Kenntnis der Binnenconchylienfaunen unserer Quartärablagerungen klaffen, aber auch die Stellen, wo mit den Untersuchungen eingesetzt werden kann und muß. Daß hier noch gute Resultate erreicht werden können, zeigt die folgende Arbeit.

IV. Die Schichten vom Bärenbruch bei Güstrow.

Im Jahre 1907 hatte U. Steusloff „spätglaziale und holocäne Ablagerungen" aus dem Bärenbruch bei Güstrow in Mecklenburg beschrieben. Östlich von Güstrow liegt ein flaches, stark verdüntes Talsandgebiet, auf dessen Sanden an mehreren Stellen feinsandige Tone und Moore liegen, die, z. T. ehedem mit Buchwald bestanden, heute meist entwässert und zu Ackerboden umgewandelt sind. In einem solchen flachen Moorbecken, im Bärenbruch, wurden durch den Dampfpflug fossilführende

Schichten in die Höhe gebracht, die eine reiche Conchylienfauna enthielten. STEUSLOFF stellte hier folgendes Profil fest:

1. Zersetzter und humifizierter Torf, der in der Mitte ca. 60 cm mächtig ist, nach den Seiten zu aber rasch abnimmt;
2. lehmigsandige Moorerde, ca. 10 cm;
3. grauweißer, lehmigsandiger, trockner, oft ganz weißer Wiesenkalk, ca. 25 cm;
4. Feinsande, an den tiefsten Stellen des Beckens auch Tone.

Das ganze Becken ist nur etwa 1 m tief, und sein Untergrund wird von Kiesen gebildet.

An Pflanzenresten werden nur aus dem Wiesenkalk *Chara*-Röhrchen angegeben. Von Wirbeltieren fanden sich kleine Knöchelchen und ein Nagerzahn (wahrscheinlich von Ratte). In allen Schichten war aber eine reiche Conchylienfauna vorhanden, die nach Horizonten gesammelt und bestimmt wurde. Hierbei wurde der Verfasser von WÜST und CLESSIN unterstützt. Es ließen sich im ganzen feststellen:

Nr.	Namen	Im Feinsande	Im Kalke		In der Moorerde und im Torf	Bemerkungen
			a) unteren Teile	b) oberen Teile		
1.	*Vertigo parcedentata* AL. BR. var. *genesi* GRDL. . .	1				
2.	*Succinea schumacheri* ANDR.	1	1			
3.	*Limnaea stagnalis* L. . .	1	1	1	1	
4.	„ *ovata* DRAP. . .	1	1	1	1	
5.	„ *palustris* MÜLL. .		1	1	1	
6.	*Aplexa hypnorum* L. . .				1	
7.	*Planorbis corneus* L. . .				1	
8	„ *umbilicatus* MÜLL.				1	
9.	„ *leucostoma* MÜLL.				1	
10.	„ *contortus* L. . .				1	
11.	„ *crista* L. . . .	1		1	1	
12.	„ *stroemi* WESTERL.	1	1	1		
13.	„ *nitidus* MÜLL. .			1	1	
14.	*Ancylus lacustris* L. . .				1	
15.	*Valvata antiqua* SOW. . .		1	1		
16.	„ *cristata* MÜLL. .				1	
17.	*Bythinia tentaculata* L. .				1	
18.	„ *leachi* SCHEPP. .				1	
19.	*Sphaerium mamillanum* WSTLD.		1	1		
20.	*Pisidium obtusale* PFEIFF.	1	1	1	1	
21.	„ *pusillum* GMEL.	1	1	1		
22.	„ *milium* HELD. .	1	1	1		

Ganz deutlich treten hier nach der Fauna 3 Stufen der Entwickelung heraus, die mit den petrographischen Unterschieden zusammenfallen. In den tonigen Feinsanden herrschen neben einigen weitverbreiteten Arten *Vertigo parcedentata* AL. BR. var. *genesi* GRDL. und *Succinea schumacheri* ANDR. vor, zu denen sich noch *Planorbis stroemi* gesellt. Der *Vertigo* ist hochalpin und arktisch. Die *Succinea*, die heute erloschen ist, tritt fast nur in arktischer Gesellschaft auf. *Planorbis Stroemi* geht zwar nicht ganz weit in die arktische Region hinein, sondern herrscht in subarktischen Gegenden vor (Norwegen, Schweden, Finnland, Sibirien), hat dafür aber auch hier seine Südgrenze und fehlt z. B. in Dänemark und dem nördlichen Deutschland heute vollständig. Man wird demnach zur Zeit der Bildung dieser Ablagerung ein kälteres Klima annehmen müssen. Da aber diese Feinsande den jüngsten Glazialbildungen unmittelbar aufliegen, eine arktische Fauna enthalten und außerdem noch die sandigtonige Facies zeigen, wie sie die spätglazialen *Dryas*-Tone besitzen, so wird man diese von STEUSLOFF als „Spätglazial" bezeichneten Bildungen wohl ohne weiteres den anderweit Glazialpflanzen führenden sog. *Dryas*-Schichten gleichsetzen können, auch wenn in ihnen noch nicht *Dryas octopetala* und *Salix polaris* nachgewiesen worden ist.

Über diesem spätglazialen *Dryas*-Horizont vom Bärenbruch bei Güstrow liegt der Wiesenkalk, in dem der *Vertigo* fehlt, der aber durch das zahlreiche Auftreten von *Plan. stroemi* sowie von *Valvata antiqua* charakterisiert ist. *Succinea schumacheri* ragt noch in seine untersten Lagen hinein, verschwindet dann aber. Es finden sich außerdem noch eine Reihe anderer Formen, die eine weite Verbreitung haben. Diese Wiesenkalke mit *Planorbis stroemi* sind ihrer Fauna nach als subarktisch zu bezeichnen. In ihnen fehlen noch eine Reihe von Formen, die erst in der höheren Ablagerung, dem Moormergel, auftreten. Und zwar fehlen diese Formen wie *Bythinia tentaculata*, *Plan. umbilicatus*, *nitidus*, *corneus* u. a. nicht nur hier, sondern auch an einer ganzen Reihe anderer Wiesenkalkvorkommen, wie ich weiter unten noch ausführen werde. Es tritt hier ein neuer Horizont der Postglazialzeit auf, der durch *Plan. stroemi* und *Valvata antiqua* charakterisiert wird.

Der oberste, dritte Horizont, die Moorerde, enthält die reichste Fauna, in der alle arktischen und subarktischen Arten verschwunden sind.

V. Der Kalktuff am Windebyer Noor bei Eckernförde.

Hierher, in das Spätglazial und in den Anfang des Postglazials, gehört auch eine sehr interessante Fauna aus einem Kalktuff am Windebyer Noor bei Eckernförde, deren Kenntnis ich der Freundlichkeit des Herrn Dr. W. Wolff verdanke.

Es liegt hier, teilweise unter einem Kjökkenmödding, der *Ostrea*, *Litorina* u. anderes enthält, Torf und darunter Kalktuff, dessen obersten Schichten, wie auch dem Torf, die Fauna des Litorinameeres beigemengt ist. Die ganze Ablagerung fällt vom Ufer weg unter das heutige Noor ein. Der Kalktuff mit dem darüber liegenden Torf ist daher vor der Höhe der *Litorina*-Senkung, also in der *Ancylus*-Zeit, und vielleicht während des Anfangs der *Litorina*-Zeit entstanden. Die Fauna, die demnächst ausführlicher veröffentlicht werden wird, ist besonders reich an Landschnecken. Einige Arten haben noch nicht sicher identifiziert werden können. Immerhin erfordern die bisher bestimmten schon ganz besonderes Interesse. Es fanden sich:

1. *Limax* sp.
2. *Hyalina nitidula* Drp.
3. „ *hammonis* Ström.
4. „ sp.
5. „ sp.
6. *Conulus fulvus* Müll.
7. *Acanthinula aculeata* Müll.
8. „ *lamellata* Jeffr.
9. *Patula rotundata* Müll.
10. „ *pygmaea* Drp.
11. *Vallonia excentrica* Sterki.
12. *Xerophila candidula* Stud.
13. *Fruticicola incarnata* Müll.
14. *Tachea nemoralis* L.
15. *Chilotrema lapicida* L.
16. *Zua lubrica* Brug.
17. *Buliminus obscurus* Müll.
18. *Pupa muscorum* L.
19. „ *turritella* Wstld.
20. *Vertigo parcedentata* Al. Br.
21. „ *krauseana* Reinh.
22. „ *pygmaea* Drp.
23. „ *substriata* Jeffr.
24. *Vertilla pusilla* Müll.
25. *Clausilia laminata* Mtg.

26. *Clausilia* sp.
27. „ sp.
28. *Carychium minimum* Müll.
29. *Acme polita* Hartm.
30. *Succinea putris* L.
31. „ *schumacheri* Andr.
32. *Limnaea truncatula* Müll.
33. *Pisidium* (*Fossarina*) sp.

Die Mehrzahl dieser Formen hat weitere Verbreitung, ist aber auch in der hocharktischen wie hochalpinen Region heimisch. Eine Reihe von Formen wie *Pupa turritella*, *Vertigo parcedentata Vertigo krauseana*, *V. substriata* gehört zur bezeichnenden arktischen (bzw. alpinen) und subarktischen Fauna. Ihnen dürfte sich *Succ. schumacheri* anschließen. Die Kalktufffauna vom Windebyer Noor zeigt also gewisse Ähnlichkeit mit der Fauna der Feinsande vom Bärenbruch bei Güstrow, indem 2 bezeichnende Arten, *Vertigo parcedentata* und *Succinea schumacheri*, beiden gemeinsam sind. Am Windebyer Noor tritt aber außerdem noch eine bisher nur ganz hoch im Norden, auf der Tschuktenhalbinsel während der Vega-Expedition von den Gebrüdern Krause gefundene Art, *Pupa krauseana*, auf. Diese Bestandteile sind also durchaus arktisch. Es mischen sich nun darunter eine Anzahl Arten, die nach unserer heutigen Kenntnis nicht bis in die arktische, ja teilweise nicht einmal bis in die subarktische Region hinaufgehen. Es sind das *Patula rotundata*, *Chilotrema lapicida* und *Acme polita*. Einmal diese seltsame Mischung von hochalpinen und hocharktischen Arten mit südlicheren, sodann aber auch der Umstand, daß in den höchsten Schichten die marinen Conchylien der *Litorina*-Zeit beigemengt sind, und daß die ganze Ablagerung also zur *Litorina*-Zeit unter den Spiegel des Noors gesenkt wurde, führt zu der Ansicht, daß in dem Windebyer Kalktuff Ablagerungen aus der gesamten Zeit zwischen der letzten Vereisung und dem Beginne der *Litorina*-Zeit vertreten sind, deren bezeichnende Conchylien ja nachgewiesen worden sind. Im Gegensatz zu den meisten anderen Ablagerungen sind hier hauptsächlich Landschnecken vertreten. Die hocharktischen Arten wie:

Pupa parcedentata Al. Br.
Pupa krauseana

gehören sicher der Dryaszeit an;

Pupa turritella und
Pupa substriata

lassen auf subarktische Verhältnisse, also *Ancylus*-Zeit schließen, während die Einwanderung der südlicheren Formen vielleicht

ans Ende der *Ancylus*-Zeit oder an den Beginn der *Litorina*-Zeit zu setzen ist.

Die genauere Durcharbeitung neuer, mir ganz kürzlich durch die Freundlichkeit des Herrn W. Wolff zugegangener, nach Horizonten gesammelter Proben wird darin hoffentlich volles Licht bringen.

VI. Spät- und postglaziale Conchylienfaunen aus Ostpreußen.

1. Die Decktone.

Außer den jungglazialen „interglazialähnlichen" Ablagerungen bei Orlowen erwähnt Herr Hess von Wichdorff auch Decktone, die auf den Meßtischblättern Kerschken und Gr.-Duneyken in weiter Verbreitung den Geschiebemergel überlagern. In ihnen fand er bei der Ziegelei Kl.-Schwalg eine Bank mit Süßwasserconchylien, die *Anodonta*, *Pisidium* sowie denselben kleinen *Planorbis arcticus* Beck, den auch die Kalkeinlagerungen von Orlowen enthielten. Diese Decktone unterscheiden sich von den jungglazialen Bildungen nur dadurch, daß sie nicht wieder von Glazialablagerungen bedeckt werden. Sie stehen also untereinander in demselben Verhältnis wie die jungglazialen Süßwasserablagerungen von Lübeck zu den spätglazialen Dryastonen derselben Gegend. Man wird also die fossilführenden Decktone in die spätglaziale *Dryas*-Zeit stellen können.

2. Die Terrassenfaunen.

Außer in den Decktonen fanden Hess von Wichdorff und Harbort auch auf den Terrassen des Masurischen Seengebietes fossilführenden Ablagerungen. Die Conchylien kamen teils in Kiesen, teils in Sanden und sandigen Tonen vor, die auf den Terrassenkiesen lagerten. Es ließen sich unter dem mir von den beiden Herren freundlichst vorgelegten Materiale folgende Formen festellen:

1. *Limnaea stagnalis* L.
2. „ *ovata* Drp.
3. „ *lagotis* Schrenk.
4. „ *palustris* Müll. var. *turricula* Held.
5. „ *pereger* Müll.
6. *Planorbis stroemi* Westerl.
7. *Valvata* cf. *andreaei* Mzl.
8. *Sphaerium corneum* L.
9. *Pisidium* sp.
10. *Unio* sp.

Diese Fauna ist anscheinend schon etwas jünger als der Dryashorizont. Sie enthält als Charaktertier den *Planorbis stroemi* und stimmt hierin sowie in der ganzen Zusammensetzung der Fauna gut mit der Fauna aus dem Wiesenkalk vom Bärenbruch, besonders in seinen höheren Schichten überein. Das Verhältnis der *Valvata*-Formen aus der Verwandschaft der *andreaei*- zu den *antiqua*-Formen ist noch nicht recht geklärt.

3. Wiesenkalk.

Ferner verdanke ich der Freundlichkeit und dem Eifer des Herrn HESS VON WICHDORFF noch eine kleine Fauna aus Wiesenkalk, der sich ebenfalls auf dieser Terrasse befindet. Sie enthält:

Planorbis gredleri Bz.
Valvata piscinalis MÜLL.
Bythinia tentaculata L.
Pisidium sp.

Es fehlt hier *Plan. stroemi*, er ist durch *Pl. gredleri* abgelöst, und es hat sich *Bythinia tentaculata* eingestellt, die im Bärenbruch ebenfalls erst nach dem Aussterben von *Pl. stroemi* erscheint. Diese kleine Fauna enthält also nur Tiere des gemäßigten Klimas.

4. Quellmoore.

Schließlich steht mir, dank dem unermüdlichen Sammelfleiß desselben Herrn eine interessante Landschneckenfauna aus kalkigen Quellmooren Masurens zur Verfügung. Über diese Quellmoore haben die Herren HESS VON WICHDORFF und RANGE 1906 berichtet. Allerdings haben die Autoren sich lediglich auf die Darstellung der geologischen Verhältnisse beschränkt, ohne auch auf die paläontologischen näher einzugehen. Nur eine Reihe von Pflanzenvorkommnissen aus diesen interessanten Ablagerungen wird erwähnt.

Diese Quellmoore sind in Masuren in ziemlicher Anzahl bisher nachgewiesen in 4 Bezirken.

1. Im Haazüerseegebiet mit seinen zahlreichen Seen und niedrig gelegenen Wiesenufern.
2. In dem tief in das Hochland eingeschnittenen Krebsbachtal.
3. Im Lenkuktal.
4. Am Rande des weiten Skellischen Beckens.

Die Quellmoore bestehen nach HESS VON WICHDORFF aus einem Gemenge von Humus, Kalk, Sand und Ton und treten

in der Regel am Rande von Talböden und Gehängen da auf, wo Sand- und Kiesschichten an denselben zutage treten, sei es, daß sie Geschiebemergel überlagern, sei es, daß sie in denselben eingeschaltet sind. Sie entstehen dadurch, daß an dieser Stelle das in dem Sand oder Kies vorhandene kalkreiche Wasser austritt, eine üppige Vegetation verursacht, die nach ihrer Vertorfung mit dem ausgeschiedenen Kalk das Quellmoor zusammensetzt. Da die Quellmoore sich meist an Stellen finden, wo alluviale Erosion schon stark gewirkt hat, so geht ihre Entstehung naturgemäß nicht bis in den Beginn der Alluvial- oder Postglazialzeit zurück. Das zeigt sich deutlich an der Conchylienfauna, die in der Hauptsache aus Landschnecken besteht.

Es fanden sich unter den von Herrn Hess von Wichdorff gesammelten Fossilien:

Hyalina hammonis Ström.
Patula rotundata Müll.
Conulus fulvus Müll.
Vallonia costata Müll.
Zonites nitidus Müll.
Helix fruticum Müll.
„ *arbustorum* L.
„ *nemoralis* L.
„ *bidens* Chemn.
Cionella lubrica Müll.
Clausilia laminata Mtg.
„ *ventricosa* Drp.
„ sp.
Succinea putris L.
Limnaea truncatula Müll.
Planorbis vortex L.
„ *umbilicatus* Müll.
Pisidium sp.

Unter diesen Arten ist bemerkenswert *Helix bidens* Chemn. eine mehr osteuropäische Art, die sich in Kalktuffen am Rande unserer großen Flußtäler und Seenterrassen des östlichen Deutschlands häufiger findet. Sie geht nicht ins Gebirge, sondern findet sich nur in der norddeutschen Ebene, hat hier aber auch ihre Westgrenze.

VII. Die Wiesenkalk- und Torfablagerungen an der Müritz.

Steusloff, dem wir die sorgfältige Untersuchung der Schichten vom Bärenbruch verdanken, hatte 1905 auch die

„Torf- und Wiesenkalk-Ablagerungen im Rederang- und Moorsee-Becken“ auf ihre Flora und Fauna hin erforscht und beschrieben.

Auf der Nordostseite der Müritz, des größten mecklenburgischen Binnensees, breitet sich zwischen dem Spiegel des Sees im Südwesten und dem Diluvialplateau im Nordosten, in der Gegend von Federow, eine weite flache Niederung aus, in der der Rederangsee inmitten von Torfflächen liegt, dem sich nach Nordwesten zu der Warnker- und der Moorsee mit ihren Torfniederungen anreihen. In dem westlichen Teile des großen Bruches, zwischen Rederang- und Warnker See entnahm STEUSLOFF am „Hüttengraben“ mit Hilfe einer Torfstechmaschine der hier 350 cm mächtigen Ablagerung eine Serie von Proben, die folgendes Profil ergaben:

1. 15 cm Abraum,
2. 50 - dichter dunkler Torf,
3. a) 175 - lockerer Schilftorf,
   b) 20 - Moostorf,
   c) 30 - lockerer Schilftorf,
4. 15 - kalkhaltiger *Nymphaea*-Torf,
5. 25 - grauer Wiesenkalk,
6. 20 - weißer „

Die einzelnen Schichten wurden gesondert auf Pflanzen- und Tierreste untersucht, und es fanden sich im weißen Wiesenkalk an Binnenconchylien:

Limnaea cf. *stagnalis* L.
Planorbis crista L.
Bythinia tentaculata L.
Valvata piscinalis MÜLL.
Pisidium fossarinum CLESS.

Dieser weiße Wiesenkalk geht nach oben unmerklich in grauen über, der dieselbe Fauna einschließt. Es tritt hier aber noch *Planorbis umbilicatus* dazu. An der oberen Grenze nach dem Torf zu liegt eine Übergangsschicht, die besonders reich an Conchylien ist. STEUSLOFF nennt

Planorbis albus MÜLL.
„ *crista* L.
„ *spirorbis* L.
Physa fontinalis L.
Bythinia tentaculata L.
Valvata piscinalis MÜLL.
„ *cristata* MÜLL.
Pisidium fossarinum CLESS.

Der Charakter bleibt derselbe wie der der tieferen Ablagerungen. Dasselbe gilt von der Fauna der nun folgenden kalkigen Torfe, nur daß die Conchylien selbst an Zahl und Größe bedeutend zunehmen. Es fanden sich:

Limnaea stagnalis L. juv.
„ *ovata* Drp.
Physa fontinalis L.
Planorbis marginatus Drp.
„ *albus* Müll.
„ *spirorbis* L.
„ *crista* L.
Bythinia tentaculata L.
„ *ventricosa* Gray.
Valvata piscinalis Müll.
Sphaerium corneum L.
Pisidium fossarinum Cless.

Die höheren Torfschichten enthalten keine Molluskenreste mehr.

An Pflanzenresten fanden sich in den Wiesenkalken wie in dem kalkigen Torf neben Pollen von *Pinus* auch durchweg Pollen von *Corylus*, *Tilia* und *Quercus*. Demnach ist die ganze Ablagerung in die Eichenzeit zu setzen, was mit dem Vorkommen von *Bythinia tentaculata* und *Planorbis marginatus* gut übereinstimmt.

Steusloff hat nun zur Ergänzung des Hüttengrabenprofiles am westlichen Rand der Niederung noch 2 Profile aufgenommen, von denen besonders das eine reich an Landschnecken war und so die Conchylienfauna trefflich ergänzt. Das eine Profil am Fuß der Düne, nördlich von Müritzhof, zeigte folgende Schichtung:

10 cm Humus,
15 - humoser Feinsand,
40 - Torf, oben viel Holz, unten sandig mit Wasserconchylien,
darunter Feinsand.

Die Conchylienfauna bestand aus:

Zonitoides nitidus Müll.
Carychium minimum Müll.
Planorbis marginatus Drp.
- *nitidus* Müll.
Valvata cristata Müll.
Pisidium fossarinum. Cless.

Das andere Profil, das östlich der höhern Düne, nahe am Waldvorsprung gelegen ist, zeigte:

18 cm schwarzen, sehr lockeren Humusboden mit wenigen, sehr schlecht erhaltenen Pflanzenresten, ohne Conchylien,
5 cm Übergangsschicht mit sehr vielen Conchylien,
50 cm Wiesenkalk mit vielen Conchylien, deren Zahl nach unten sehr abnimmt.

Die gefundenen Conchylien sind:

Nr.	Name	Über-gangs-schicht	Wiesenkalk		Bemerkungen
			oberer Teil	unterer Teil	
1.	*Limax agrestis*	1			
2.	*Hyalina cellaria*		1		
3.	„ *nitidula*	1	1		
4.	„ *cristallina* . . .	1	1		
5.	„ *fulva*	1	1	1	
6.	*Zonitoides nitidus*	1		1	
7.	*Patula rotundata*	1	1		
8.	„ *pygmaea*	1	1		
9.	*Helix pulchella*	1	1	1	nach der Bestimmung von BOETTGER eine neue Varietät.
10.	„ *aculeata*	1	1	1	
11.	„ *bidens*		1		
12.	„ *hortensis*	1	1	1	
13.	*Zua lubrica*	1	1		
14.	*Pupa muscorum*	1	1	1	
15.	*Vertigo antivertigo*	1	1		
16.	*Vertilla angustior*	1	1	1	
17.	*Clausilia plicatula*	1			
18.	„ *biplicata*	1	1		
19.	*Succinea pfeifferi*	1			
20.	„ *oblonga*	1	1		
21.	*Carychium minimum* . . .	1	1	1	
22.	*Planorbis marginatus* . . .	1			
23.	„ *rotundatus* . . .			1	
24.	*Acme polita*	1	1		
25.	*Valvata cristata*	1			
26.	*Pisidium fossarinum* . . .	1			

Durch die ganze Ablagerung kommen Pollen von *Tilia* und *Quercus* vor. Trotzdem *Bythinia tentaculata* überhaupt und *Planorbis marginatus* in den tieferen Schichten des letztgenannten Profiles fehlt, kann man diese Ablagerung vom Westrande des Beckens dem Wiesenkalk am Hüttengraben im Alter gleichsetzen. Interessant ist in dieser letzten Fauna das Vorkommen von *Helix rotundata, aculeata* und *bidens* sowie von *Acme polita.*

VIII. Wiesenkalk und Moormergel in Hinterpommern.

Die Untersuchungen postglazialer conchylienführender Ablagerungen in Ostpreußen und in Mecklenburg konnte ich selbst ergänzen und bestätigen durch Aufsammlungen, die ich z. T. mit Unterstützung von Herrn SOENDEROP vor kurzem in Hinterpommern ausführte. Diese Aufsammlungen sollen demnächst in anderem Zusammenhange und an anderer Stelle ausführlich veröffentlicht werden. Hier will ich nur kurz auf die Hauptresultate der Fossilbestimmung eingehen.

In einem Moore bei Gülz im Kreise Köslin fand ich unter ca. 2 m Torf einen grauweißen Wiesenkalk ausgehoben, der zum Mergeln der Felder Verwendung finden sollte. Teils durch Ablesen der Haufen, teils durch Schlämmen des Materiales erhielt ich folgende Fauna:

1. *Limnaea ovata* DRP.
2. „ *lagotis* SCHR.
3. „ *stagnalis* L.
4. *Planorbis contortus* L.
5. „ *stroemi* WEST.
6. *Bythinia* cf. *tentaculata* L.
7. *Valvata* cf. *piscinalis* MÜLL.
8. *Pisidium* sp.

In ihr kommt *Pl. stroemi* zusammen mit *Bythinia tentaculata* vor. Allerdings ist letztere nicht die typische Form, sondern eine eigentümliche öfter auftretende Abart mit viel tieferen Nähten als der Typus. Da das Material der Halde entnommen wurde, so kann nicht genau gesagt werden, ob eine ursprüngliche Mischfauna vorliegt, oder ob die Conchylien zweier Horizonte durcheinander geraten sind.

Ein anderes Wiesenkalklager liegt bei Bonin, südöstlich von Köslin, und wird zur Mergelfabrikation für landwirtschaftliche Zwecke abgebaut. Es ist nur von einer schwachen Torfschicht bedeckt, die an manchen Stellen sogar ganz fehlen kann. Beim Sammeln wurden leider die Horizonte nicht streng auseinandergehalten, sondern nur allgemeine Beobachtungen über Vorkommen einzelner auffälliger Arten gemacht. Die Gesamtfauna setzte sich aus folgenden Arten zusammen:

1. *Limnaea stagnalis* L.
2. „ *auricularia* L.
3. „ *ovata* DRP.
4. „ *lagotis* SCHR.
5. „ *truncatula* MÜLL.

6. *Planorbis stroemi* West.
7. „ *umbilicatus* Müll.
8. „ *gredleri* Bz.
9. „ *glaber?* Jeffr.
10. „ *corneus* L.
11. *Valvata antiqua* Sow.
12. „ *piscinalis* Müll.
13. *Bythinia tentaculata* L.
14. *Paludina vivipara* L.
15. *Anodonta* sp.
16. *Pisidium* sp.

Von diesen Arten kommen *Paludina vivipara* und *Planorbis corneus* sowie die großen Formen der Limnäen nur in den obersten Lagen, unter der dünnen Torfdecke vor. Etwas tiefer herrschten *Plan. marginatus* und *Bythinia tentaculata* vor, beide gehen aber auch nach oben weiter.

Planorbis stroemi und *Valvata antiqua* sowie die großen Anodonten, von denen indessen meist nur die Epidermis erhalten ist, kommen am häufigsten in den tiefstcn aufgeschlossenen Schichten vor. Ich habe aber leider nicht darauf geachtet, wie weit sie nach oben gehen, und ob sie sich mit *Plan. marginatus* und *Bythinia tentaculata* mischen. Diese beiden kommen in den tiefsten Schichten sicher noch nicht vor. Es soll eine meiner ersten Aufgaben im nächsten Sommer sein, das Lagerungs-Verhältnis dieser Conchylien zu einander an den schönen Aufschlüssen zu Bonin genau nachzuprüfen.

Im Laufe dieses Sommers hatte ich auch Gelegenheit, die an Conchylienschalen ungemein reichen Moormergellager der Gegend von Pyritz unter freundlicher Führung von Herrn Soenderop kennen zu lernen. Es liegen hier im Tiefsten des mit den bekannten Pyritzer Weizackertonen ausgefüllten Staubeckens Wiesenkalke und Torfe, von denen die letzteren häufig durch sehr reiche Beimengung von feinem Sand und Kalk in Moormergel übergehen.

Aus verschiedenen Moormergelaufschlüssen bei Woitfick konnte eine reiche Fauna gesammelt werden, die durch Ablesen der obersten Moormergelschichten noch vermehrt wurde. Hier zeigte sich wieder auf das deutlichste, daß eine Reihe von Arten auf den höchsten Horizont beschränkt waren, manche sogar nur subfossil vorkamen.

Es ließen sich bisher insgesamt feststellen:

1. *Conulus fulvus* Müll.
2. *Hyalina hammonis* Ström.

3. *Zonitoides nitidus* MÜLL.
4. *Vallonia pulchella* MÜLL.
5. „ *excentrica* STERKI
6. „ *costata* MÜLL.
7. *Helix bidens* CHEMN.
8. „ *fruticum* MÜLL.
9. „ *incarnata* MÜLL.
10. „ *arbustorum* L.
11. „ *nemoralis* L.
12. „ *hortensis* MÜLL.
13. „ *hispida* L.
14. „ *candidula* STUD.
15. „ *obvia* HARTM.
16. „ *pomatia* L.
17. *Chondrula tridens* MÜLL.
18 *Buliminus montanus* DRP.
19. *Pupa muscorum* MÜLL.
20. *Vertigo pygmaea* DRP.
21. *Vertilla pusilla* MÜLL.
22. *Cionella lubrica* MÜLL.
23. *Succinea pfeifferi* ROSSM.
24. „ *putris* L.
25. „ *oblonga* DRP.
26. *Carychium minimum* MÜLL.
27. *Limnaea palustris* MÜLL.
28. „ *stagnalis* L.
29. „ *pereger* MÜLL.
30. „ *truncatula* MÜLL.
31. „ *ovata* DRP.
32. „ *auricularia* L.
33. „ *ampla* HARTM.
34. *Planorbis corneus* L.
35. „ *umbilicatus* MÜLL
36. „ *vortex* L.
37. „ *contortus* L.
38. „ *rotundatus* POIR.
39. „ *nitidus* MÜLL.
40. „ *glaber* JEFFR.
41. *Bythinia tentaculata* DRP.
42. „ *leachi* SHEPP.
43. *Paludina vivipara* DRP.
44. *Valvata piscinalis* MÜLL.
45. *Neritina fluviatilis* L.
46. *Unio pictorum* L.

47. *Anodonta cygnea* L.
48. *Sphaerium corneum* L.
49. *Pisisium* sp.
50. *Dreissena polymorpha* PALLAS.

Von diesen sind vor allem *Helix pomatia* und *H. obvia* sowie *Dreissena polymorpha* als ganz junge und nur in den allerobersten Schichten auftretende Einwanderer auszunehmen. Einer etwas älteren Stufe gehören *Chondrula tridens*, *Planorbis corneus* und *Paludina vivipara* an, die sich aus den obersten Moormergelschichten in Menge ablesen ließen, in tiefere Horizonte aber nicht hinabsteigen. Hier finden sich vorwiegend, auch an Individuenzahl alle anderen übertreffend, *Bythinia tentaculata* und *Planorbis umbilicatus*. Die unter dem Moormergel noch vorhandenen Wiesenkalke waren nicht aufgeschlossen, so daß die Fauna der tieferen Schichten bei Pyritz nicht gesammelt werden konnte.

Es sind noch eine ganze Reihe von alluvialen Faunen aus dem nördlichen Deutschland veröffentlicht, besonders auch in den Erläuterungen der geologischen Spezialkarte, aber nirgends sind die Aufsammlungen nach Horizonten geschehen, so daß die Verwertung dieser Faunen zu dem vorliegenden Zweck ohne Kenntnis der Lokalitäten schwierig, ja unmöglich ist. Sie sollen daher hier nicht weiter berücksichtigt werden.

B. Die mittel- und nordeuropäischen Binnenmollusken nach ihrer heutigen Verbreitung.

I. Die Gliederung des Faunengebietes nach klimatischen Zonen.

Die klimatische Wertung der Binnenmollusken kann nur auf genauester Berücksichtigung ihrer heutigen Verbreitung gegründet sein. Wir sind in der glücklichen Lage, in WESTERLUNDS „Fauna der in der paläarktischen Welt lebenden Binnenmollusken“ ein Werk zu besitzen, das mit aller wünschenswerten Genauigkeit und Vollständigkeit über die Verbreitung der meisten hierbei in Frage kommenden lebenden Arten Aufschluß gibt. Auf Grund dieses Werkes, das nach einer umfangreichen Spezialliteratur (die hier anzuführen, zu weit gehen dürfte) der lebenden und fossilen Binnenmollusken ergänzt wurde, habe ich versucht, alle in Betracht kommenden Arten nach klimatischen Gesichtspunkten zu ordnen und in eine Anzahl von Klassen einzureihen, die durch ihre Verbreitung

gegeben und klimatisch wichtig sind. Theoretisch wäre ja das Verfahren von JOHANNSEN das beste gewesen, für jede Art die Nordgrenze und die für diese Punkte herrschende Juliisotherme zu bestimmen. Es fehlt aber dann noch die höchste Temperatur, die die einzelnen, besonders die nördlichen Arten zu ertragen fähig sind, ohne auszusterben. Zudem sind eine Reihe von Arten bisher nur an isolierten Fundorten nachgewiesen, so daß wir über ihr volles Verbreitungsgebiet und damit ihre wirkliche Abhängigkeit vom Klima noch zu wenig Bescheid wissen. Immerhin wird es eine Aufgabe der Zukunft sein, für jede einzelne Art diese beiden Zahlen möglichst exakt festzustellen.

Nach KOBELT müssen wir unsere heutige Molluskenfauna direkt aus der vorquartären ableiten. Er sagt: „Die heutige mitteleuropäische Molluskenfauna hatte sich mit fast allen ihren Details in Formenbildung und Verteilung bereits aus der pliocänen entwickelt, als die Kälteperiode begann“ (S. 162). Die Eiszeiten haben dann nur eine Verschiebung der Zonen und bis zu einem gewissen Grade eine Mischung verursacht. Die nordischen kamen nach Süden. Der Hauptstamm der Molluskenfauna überdauerte die Eiszeiten in dem eisfrei gebliebenen Teile des mittleren Deutschlands. Eine Anzahl Arten, die südlicheren Gegenden entstammte, ging zugrunde. Nach Schluß der Eiszeiten begann der umgekehrte Vorgang. Die nordischen Arten zogen sich in ihre Heimat und auf die hohen Berge zurück. Die einheimischen vermehrten sich und gewannen die ihnen vom Eis genommenen Wohnplätze wieder zurück. Von Süden her erfolgte ein Zuwandern neuer Arten, die während der Eiszeit ausgestorben oder überhaupt noch nicht vorhanden gewesen waren. (Dieser Vorgang hatte in den Interglazialzeiten schon begonnen, war aber unterbrochen worden.) Das Einwandern der südlichen Arten konnte aber zu uns nicht von Süden her geschehen, denn dort lag und liegt der unübersteigbare Wall der Alpen vor. Es fand vielmehr um die Alpen herum, teils von Südosten, teils von Südwesten; hie und da aber auch von beiden Seiten aus statt.

Das ganze in Frage kommende Gebiet gehört zu der paläarktischen Region der Zoologen. Die von mir angenommenen Unterabteilungen, die im übrigen fast genau mit den von den Botanikern unterschiedenen Florengebieten übereinstimmen, haben naturgemäß keine ganz scharfen Grenzen, sondern gehen mehr oder weniger ineinander über und enthaltem vor allem eine ganze Anzahl Arten gemeinsam.

Es ließen sich 5 Gebiete unterscheiden:

1. das arktische (und alpine) Gebiet;
2. das subarktische (und subalpine) Gebiet;
3. das mitteleuropäische Gebiet;
4. das südosteuropäische Gebiet;
5. das südwesteuropäische Gebiet.

1. Das arktische (und alpine) Gebiet.

Das arktische (und zwar hier nur das paläarktische) Gebiet umfaßt die dem Pol am nächsten liegenden Länder des nördlichen Europa und Asien, bis etwa zur Baumgrenze. Diese fällt hier annähernd, wenn auch durchaus nicht genau, mit dem Polarkreis zusammen. In die arktische Region gehören: das östliche Grönland, Island (z. T.), das nördliche Norwegen, das nördlichste europäische Rußland und das nördliche Sibirien.

Botanisch ist diese Gegend das Reich der Tundren. Von Land-Säugetieren sind dieser Zone eigen: Moschusochse, Rentier, Schneehase, Lemming, Eisbär und Eisfuchs.

Der arktischen Zone entspricht in den höheren Gebirgen die baumlose Alpenzone, die ähnliche Temperaturverhältnisse wie die arktische Zone zeigt, aber sich z. B. durch größeren Lichtreichtum unterscheidet.

Die Faunen beider Regionen, der arktischen wie der alpinen, sind ziemlich gleichartig. Sie haben die größte Zahl der kleinen, feuchtigkeitliebenden Arten *(Pupa, Vitrina)* gemeinsam. Die Fauna der Alpenregion besitzt aber eine Anzahl eigener größerer Arten, die der arktischen Region fehlen, wie die Campyläen und Clausilien, die aber für unsere Zwecke unwichtig sind, da sie nicht in norddeutschen Pleistocänablagerungen vorkommen.

2. Das subarktische (und subalpine) Gebiet.

An die arktische Zone schließt sich nach Süden die subarktische Zone an, ein Gebiet, das an der nördlichen Baumgrenze beginnt und etwa bis zum Finnischen Meerbusen reicht. Es ist das das Gebiet der Nadelwälder und der Birken. Seine Südgrenze ist nicht scharf. Man kann sie etwa dahin setzen, wo die Eiche und der Getreidebau beginnen.

In den Alpen entspricht dieser subarktischen Region die subalpine, die sich von der oberen Baumgrenze bis zum Auftreten der Buchen und des Getreidebaues erstreckt, also den oberen Waldgürtel einschließt. In dieses Gebiet gehören auch noch die Gipfel einiger höherer Mittelgebirge, wie z. B. der Karpaten, der Sudeten, des Schwarzwaldes und der Vogesen, vielleicht auch schon des Harzes.

3. Das mitteleuropäische Gebiet.

Mit dem ersten Auftreten der Laubwälder, im Norden der Eichen, in den Alpen der Buchen, setzt das mitteleuropäische Faunengebiet ein, das sich durch das Auftreten einer größeren Zahl von Laubschnecken auszeichnet. Es umfaßt den südlichen Teil von Schweden und Norwegen, Dänemark, das gesamte Deutschland bis an die Alpen und erstreckt sich nach Osten weiter in das mittlere Rußland hinein und nach Westen über Belgien und Holland hinüber nach dem britischen Inselreich, von dem nur das nördlichste Schottland zum vorigen Gebiet gehört.

Die Verteilung der Binnenmollusken ist in diesem großen Gebiete nicht ganz einheitlich; insbesondere lassen sich zwei Untergebiete deutlich voneinander trennen, einmal die deutschen Bergländer und zum anderen das mitteleuropäische Tiefland. Die Unterschiede dieser beiden Gebiete sind indessen weniger durch klimatische Verhältnisse als durch Unterschiede in den Lebensbedingungen der Mollusken bedingt.

4. Das südosteuropäische Gebiet.

Dasselbe beginnt, soweit es hier in Betracht kommt, etwa in Österreich-Ungarn in Höhe der Alpen und erstreckt sich bis zum Schwarzen Meer, nach der Balkanhalbinsel und bis hinüber nach Kleinasien. Damit soll aber nicht gesagt werden, daß diese Länder ein einheitliches Faunengebiet darstellen, sondern es sollen damit nur die Länder zusammengefaßt werden, aus denen zu uns Einwanderer vorgedrungen sind.

5. Das südwesteuropäische Gebiet.

Ähnliches gilt für das südwesteuropäische Gebiet. Dasselbe beginnt etwa jenseits der politischen Grenze und umfaßt das mittlere und südliche Frankreich bis zu den Mittelmeerküsten. Hier hinein beziehe ich auch den westlichsten Streifen von Frankreich und die Südküste Englands, die eine eigenartige, mehr mediterrane Fauna besitzen, aus der sie uns eine Art, *Helix caperata* Mtg., gesandt haben.

Dieser dem Meere benachbarte randliche Streifen mit dadurch begründeter milderer Wintertemperatur hat im übrigen vielleicht noch eine weitere Bedeutung auch für die Postglazialzeit, indem auf ihm die verhältnismäßig frühe Einwanderung mancher Arten in Dänemark stattgefunden hat.

II. Übersichtstabelle.

In der nun folgenden Übersichtstabelle sind nicht nur die in dieser Arbeit erwähnten Binnenmollusken oder die bisher überhaupt in spät- und postglazialen Schichten fossil gefundenen Arten aufgenommen, sondern ziemlich alle in Deutschland und Skandinavien, sowie ein großer Teil der aus Finnland, dem nördlichen Rußland und Sibirien bisher beschriebenen Arten. Außerdem sind auch alle fossil im Quartär nachgewiesenen Arten aufgeführt. Denn bei unserer noch recht geringen Kenntnis der quartären Fauna im nördlichen Deutschland können täglich neue Arten aufgefunden werden. Vor allem wird sich bei genauer Durcharbeitung unserer Faunen noch manche nördliche Art finden. Deshalb sind diese möglichst vollzählig aufgenommen, schon um auf sie aufmerksam zu machen.

Die Tabelle enthält in 5 Spalten die 5 Gebiete, die im vorstehenden umgrenzt sind. In der 6. und 7. Spalte ist das Vorkommen der Art im Alluvium und im Diluvium angegeben, wobei die Grenze zwischen beiden mit dem Ende der letzten Dryaszeit gezogen worden ist. In einer 8. Spalte sind endlich einige Bemerkungen über isoliertes Vorkommen hinzugefügt sowie die niedrigsten Temperaturen angegeben, unter denen nach Johansen die Arten noch leben können. (Die eingeklammerten Zahlen beziehen sich auf des Hochgebirgsvorkommen [Alpen, Kaukasus, Pyrenäen, Pamir]).

In den einzelnen Spalten hätten noch einige Unterabteilungen gemacht werden müssen, um alles genau auszudrücken. Aber ich habe es vorgezogen, das Nötigste durch beigesetzte Zeichen anzudeuten, damit die Tabelle nicht an Übersichtlichkeit verliert.

So bedeutet z. B. in Spalte:

1 + = nur arktisch,
× = nur alpin,
* = in beiden.
2 + = nur subarktisch,
× = nur subalpin,
* = in beiden.
3 + = nur im Bergland,
× = nur im Tiefland,
* = in beiden.

Eine besondere Bezeichnung ⊕ haben die nicht seltenen Arten erhalten, die bisher nur in Schweden und Norwegen nachgewiesen, aus Norddeutschland usw. noch nicht bekannt

geworden sind, auch wenn sie nur im südlichen Schweden, nicht aber auch in der subarktischen Zone gefunden worden sind.

Die Nacktschnecken und Lartetien sind wegen zu geringer geologischer Bedeutung weggelassen worden.

In der Anordnung und Synonymik der Arten folge ich fast überall Westerlund, auch bei den Anodonten, obwohl ich mir bewußt bin, daß gerade diese dort noch wenig durchgearbeitet und den natürlichen Verhältnissen entsprechend gegliedert und geordnet sind.

(Siehe Tabellen S. 238—255.)

C. Die Gliederung der Spät- und Postglazialzeit auf Grund der Binnenmollusken.

Auf Grund der im ersten Abschnitt behandelten fossilführenden Ablagerungen und unter Berücksichtigung der im zweiten Absatz näher ausgeführten horizontalen und vertikalen Verbreitung der Binnenmollusken läßt sich die im folgenden begründete Gliederung der quartären Bildungen seit der letzten Eiszeit im nördlichen Deutschland aufstellen. Bei dieser Gliederung ergeben sich gleichzeitig die Anhaltspunkte für die jeweiligen in dem einzelnen Zeitabschnitte herrschenden klimatischen Verhältnisse.

Es sei aber noch ausdrücklich bemerkt, daß diese Resultate nur für die Gegend Geltung haben, in der die beschriebenen Fossilvorkommen liegen, also nur in dem nördlichsten Teile von Deutschland, in Schleswig-Holstein, Mecklenburg Brandenburg, Pommern, West- und Ostpreußen und teilweise noch in Posen. Weiter südlich ändern sich die Verhältnisse schon wesentlich, indem einesteils hier die Verbreitung der lebenden Conchylien sich ändert und zum anderen, der Einfluß der Vereisungen auf die Conchylienwelt ein ganz anderer gewesen ist.

Das hier allein in Frage kommende, oben näher umgrenzte Gebiet gehört zu dem Teile Deutschlands, der nach unseren heutigen Begriffen eine dreimalige Vereisung bzw. einen dreimaligen Eisvorstoß und einen zweimaligen Rückzug mit nachgewanderter gemäßigter Flora und Fauna erfahren hat. Das haben die neusten Aufschlüsse, insbesondere in der Berliner Gegend bei Motzen und vor allem bei Phoeben, nunmehr erwiesen. Wie weit das Eis in den beiden Rückzugs- bzw. Interglazialperioden nach Norden hin abgeschmolzen war, läßt sich noch nicht feststellen, ist auch hier unwesentlich. Alle im vor-

hergehenden behandelten glazialen Ablagerungen (von Lübeck und von Ostpreußen) rühren aus der Zeit der letzten, also nach unserem Schema aus der Zeit der 3. Vereisung her.

Wenn ich im folgenden von Zonen spreche, so ist das streng logisch genommen nicht richtig. Ich benutze das Wort indessen, der bequemen Verwendung halber in dem Sinne, wie es z. B. die Dänen (Hartz usw.) bei der Bezeichnung ihrer Dryas, Zitterpappel, Kiefer-, Eichen- und Buchenzone verwenden. Er hat dann denselben Sinn wie der Ausdruck Zeit in Wahnschaffes „Gliederung des norddeutschen Quartärs" (Oberflächengestaltung, III. Aufl., S. 331) Buche- und Erle-, Eiche-, Kiefer-, Birke- und Dryaszeit, der ebenfalls nur relativ zu verstehen ist.

I. Die Zone der arktischen Conchylien.

a) Die Glazialzeit.

Als diese letzte Vereisung im Abtauen begriffen war, lebten vor dem Eisrande Pflanzen und Tiere von rein arktischem Charakter, vermischt mit einer Anzahl anderer, die teils eine weite Verbreitung haben und auch heute noch bis in arktische Regionen gehen, teils dieselben heute meiden und eine etwas südlichere Nordgrenze ihrer Ausdehnung besitzen. Diese drängten dem zurückgehenden Eisrande rasch nach und besiedelten (vor allem die Wasserpflanzen und -Tiere) die großen und kleinen Staubecken, die sich mehr oder weniger weit vor dem Eisrande gebildet hatten, und in denen sich feine Sande, sandige Tone, aber auch schon Kalke und torfige Schichten absetzten. Das unweit nördlich davon gelegene Eis machte aber dieser Sedimentation ein Ende, indem es teils wie bei Lübeck die Süßwasserbecken bei einem neuen Vorstoß mit Sandrsanden oder Talsanden überschüttete, teils wie in Ostpreußen noch selbst über diese Bildungen vorstieß und sie mit einer neuen Geschiebemergeldecke überzog. Ein solches Nachdrängen der Lebewelt und Wiedervorstoßen des Eises konnte sich wiederholen und hat sich in Ostpreußen mehrere Male (bis zu 6 mal) wiederholt.

Die bezeichnenden Pflanzen dieser Ablagerungen, die bisher leider nur aus den Lübecker Tonen bestimmt wurden, sind:

Hypnum turgescens Jens.
Salix polaris Wg.
Betula nana L.
Dryas octopetala L.

Name	1 Arktisch oder alpin	2 subarktisch oder subalpin	3 mittel-europäisch	4 südost-europäisch	5 südwest-europäisch	6 alluvial	7 diluvial	Bemerkungen
Daudebardia (*Rufina*) *brevipes* Drp.			+	+				
- - *rufa* Drp.			+	+			+	
Vitrina (*Semilimax*) *diaphana* Drp.	×		*	+	+	+	+	
- - *kochi* Andr.			+				+	lebend in Schlesien
- - *glacialis* Forbes	×							
- - *nivalis* (Ch.) Dum. et Mort.	×							
- - *elongata* Drp.			*	+			+	
- - *brevis* Fér.			+	+				
- (*Phenacolimax*) *major* Fér.			+		+			
- - *drapernaudi* Cuv.			+		+			
- - *pellucida* Müll.	*	+	*				+	4—6° (ca. 4°)
- - *annularis* (Ven.) Stud.	×	×		+	+			
- - *angelicae* Beck.	+							
- - *exilis* Morel	+							
- - *sibirica* West.	+							
Conulus (*Trochulus*) *fulvus* Drp.	*	*	*	+	+	+	+	ca. 4—6° (5—6°)
- - *praticola* Reinh.			×					
- - *mortoni* Jeffr.		+	×		+		+	
- - *pupula* Gould	+							
Hyalina (*Vitrea*) *diaphana* Stud. (= *contorta* Held.)			*	+	+			
- - *subrimata* Reinh.			+	+		+	+	
- - *crystallina* Müll.			*	*	+	+	+	ca. 13° (7—11°)
- - *contracta* West.		+	×		+		+	
- (*Polita*) *clara* Held.			+					bayr. Alpen, Tirol
- - *pura* Alder (= *lenticula* Held.)	×	×	*	+			+	ca. 13° (6—8°)

- - *hammonis* STRÖM. (= *radiatula* ALDER)	*	*	*	+		+	+	ca. 8^0 (ca. 4^0)
- - *petronella* PFR.	*	*	*	+				
- - *glabra* (STUD.) FÉR.					+			
- - *alliaria* MILLER	+	+	×					ca. 10^0
- - *depressa* STERKI			+					
- - *cellaria* MÜLL.		*	*	+		+	+	ca. 12^0 (ca. 13—14^0)
- - *nitidula* DRP.	×	×	*			+	+	ca. 13^0 (ca. 11^0)
- - *margaritacea* AD. SCHM.			+					
- - *septentrionalis* BGT.			×		+			
- - *drapernaudi* BECK.			*		+		+	
- - *stoechadica* BGT.			+		+			
- - *nitens* MICH.			*	+	+		+	
Zonites verticillus FÉR.			+	+			+	
- *acieformis* KL.							+	
Zonitoides nitidus MÜLL.	+	*	*	+	+	+	+	ca. 13^0 (14—15^0)
- *norwegica* ESM.		+						
- *excavata* ALDER.			×					
Helix (*Punctum*) *pygmaea* DRP.	*	*	*	+		+	+	ca. 8—10^0 (7—11^0)
- (*Patula*) *rotundata* MÜLL.			*	+	+	+	+	ca. 12^0 (7—11^0)
- - *ruderata* STUD.	*	*	*	+			+	ca. 8—10^0 (ca. 4^0)
- - *solaria* MKE.			+	+			+	
- - *alhardae* ANDR.							+	
- - *rupestris* (STUD.) DRP.	×	×	+		+		+	
- (*Vallonia*) *costata* MÜLL.	+	*	*	+	+	+	+	ca. 12^0
- - *pulchella* MÜLL.	*	*	*	+	+	+	+	ca. 12^0 (7—8^0)
- - *tenuilabris* AL. BR.	+	+	+				+	
- - *adela* WEST. (= *declivis* STERKI)			+			+		
- - *cyclophorella* ANCEY.			+					
- - *costellata* AL. BR.							+	
- - *excentrica* STERKI			*			+	+	
- - *suevica* GEYER			+					
- - *jurassica* GEYER			+					
- (*Acanthinula*) *aculeata* MÜLL.	×	×	*	+	+	+	+	ca. 14^0 (7—11^0)
- - *lamellata* JEFFR.		×	×			+		ca. 13^0

Name	1	2	3	4	5	6	7	
Helix (*Acanthinula*) *harpa* Say	*	+						
- (*Trigonostoma*) *obvoluta* Müll.			*	+	+	+	+	16—17° (ca. 12°)
- - *holoserica* Stud.	×	×	+	+	+			
- (*Triodopsis*) *personata* Lam.		×	+	+	+	+	+	
- - *subpersonata* Midd.		+						Sibirien
- (*Chilotrema*) *lapicida* Lin.		×	*	+	+	+	+	ca. 14° (ca. 12°)
- (*Petasia*) *bidens* Chemn.			*	+		+	+	ca. 14—16°
- - *dibothryon* Friw.				+			+	
- - *bicallosa* (Friw.) Pfr.	+							Sibirien
- (*Perforatella*) *unidentata* Drp.			+					
- - *edentula* Drp.		×	+			+	+	
- (*Trichia*) *hispida* L.	*	*	*	+	+	+	+	ca. 11° (ca. 11°)
- - *terrena* Cless.							+	
- - *nana* Jeffr.			×				+	England
- - *raripila* Sandb.							+	
- - *rufescens* Penn.			×				+	
- - *alveolus* Sandb.							+	
- - *striolata* C. Pfr.			×					Engl., Frank., West-D.
- - *montana* Stud.			+		+			
- - *coelata* Stud.			+		+		+	
- - *coelomphala* Loc.			+		+			
- - *umbrosa* (Partsch) C. Pfr.			+	+			+	
- - *nordenskiöldi* West.	+							Sibirien
- - *villosa* Stud.		×	+		+		+	
- - *sericea* Drp.			+	+	+		+	
- - *tumescens* West.		+						Schweden
- - *clessini* Ul.			+	+				
- - *rubiginosa* (Z.) A. Schm.			×	+			+	
- - *bavarina* West.			+					Bayern
- - *granulata* Alder			+					Nur in England

Helix (*Theba*) *cantiana* MONT.			+		+			Engl., Belg., NW. Frankr. u. b. Bremen
- - *carthusiana* MÜLL.			+	+				
- (*Euomphalia*) *strigella* DRP.		×	*	+	+	+	+	ca. 14° (ca. 10°)
- (*Monacha*) *incarnata* MÜLL.		×	*	+	+	+	+	ca. 16° (ca. 12°)
- - *vicina* RSSM. (= *carpatica* FRIES.)			+	+			+	
- (*Campylea*) *banatica* (PARTSCH) ROSSM.				+			+	
- - *ichthyomma* HELD.				+		+		Subfossil bei Rudolstadt u. Saalfeld
- - *faustina* ZIEGLER			+	+				
- - *presli* (F. SCHM.) ROSSM.			+	+				
- (*Arianta*) *arbustorum* L.	*	*	*	+	+	+	+	ca. 8° (ca. 4°)
- (*Eulota*) *fruticum* MÜLL.	*	+	*	+		+	+	12° (ca. 11°)
- - *schrenki* MIDD	+	+						
- - *helvola* (FRIW.) PFR.	+							
- - *pisana* MÜLL.			×		+			England
- (*Xerophila*) *striata* MÜLL.			*	+		+	+	
- - *nilssoniana* BECK		+	×	+			+	
- - *intersecta* POIR. (= *caperata* MONT.)			×		+			ca. 16°
- - *heripensis* MAB.			×		+			
- - *bolli* STEUSL.			×					
- - *rugosiuscula* MICH.			×		+			
- - *unifasciata* POIR. (= *candidula* STUD.)	×	×	*		+	+	+	
- - *gratiosa* STUD.			*		+			
- - *ericetorum* MÜLL.			*		+			
- - *obvia* (Z.) HARTM.			*	+				
- (*Tachea*) *vindobonensis* FÉR.			+	+			+	
- - *nemoralis* MÜLL.	×	+	*	+	+	+	+	ca. 14° (ca. 9°)
- - *hortensis* MÜLL.		+	*	+	+	+	+	Island, ca. 10°
- - *tonnensis* SDB.							+	
- - *sylvatica* DRP.			+		+		+	
- (*Pomatia*) *pomatia* L.			*	+	+	+	+	ca. 16° (12—13°)
Buliminus (*Zebrinus*) *detritus* MÜLL.			+	+			+	
- (*Napaeus*) *montanus* DRP.	×	×	*	+	+	+	+	

Name	1	2	3	4	5	6	7	
Buliminus (*Napaeus*) *obscurus* MÜLL.		+	*	+	+	+	+	ca. 13° (ca. 12°)
- *Chondrulus*) *tridens* MÜLL.			*	+	+	+	+	
- (*Chondrulus*) *quadridens* MÜLL.			+	+	+			
Pupa (*Lauria*) *cylindracea* DA. C.			*	+	+			Küste von Norw u. Schweden, Baden, ca. 12°
- (*Orcula*) *dolium* DRP.			+	+			+	
- - *doliolum* BRUG			+	+		+	+	
- (*Pagodina*) *pagodula* DESM.				+	+		+	
- (*Torquilla*) *avenacea* BRUG.			+	+	+			ca. 16° (8—9°)
- - *frumentum* DA. C.	+	×	+	+	+		+	
- - *secale* DRP.			+	+	+		+	
- (*Pupilla*) *muscorum* MÜLL.	*	*	*	+	+	+	+	ca. 8° (6—7°)
- - *bigranata* ROSSM.			+		+		+	
- - *lundströmi* WEST.	+	+						
- - *madida* GRDL.		×						
- - *eumicra* BGT.			+					
- - *sterri* VOITH. (= *cupa* JAN.)		×	+	+			+	
- - *triplicata* STUD.			+	+	+		+	
- - *halleriana* JEFFR.		×						Schweiz
- (*Sphyradium*) *edentula* DRP.	*	*	*	+		+	+	ca. 8—10° (9—10°)
- - *turritella* WEST.	+	+				+	+	
- - *columella* v. MTS.	*	*				+	+	Zur Dryaszeit in Schweden
- - *inornata* MICH.					+	+	+	
- (*Isthmia*) *costulata* NILSS.		+	×	+			+	ca. 16°
- - *odontostoma* WEST.		+						
- - *striata* GRDL.		×	+					
- - *minutissima* HARTM.			*	+		+	+	
- (*Alaea*) *genesi* GRDL.	×	*					+	
(= *parcedentata* AL. BR.)							+	
- - *inermis* WEST.	+							
- - *daliaca* WEST.		⊕						

- - *pineticola* WEST.		⊕						
- - *krauseana* REINH.	+							Ostsibirien
- - *ovoidea* WEST.		⊕						
- - *arctica* WALLENB.	*	+	+					
- - *alpestris* ALDER.	*	*	*			+	+	8—10° (7—11°)
- - *shuttleworthiana* CH.		*					+	
- - *heldi* CLESS.			+					
- - *leontina* GRDL.		×						Tirol
- - *isarica* WEST.			+					
- - *buttneri* SIEM.		+						Kurland
- - *decora* GOULD.	+							
- - *ronnebyensis* WEST.		⊕	×					bei Berlin
- - *lilljeborgi* WEST.		⊕						ca. 14°
- - *küsteriana* WEST.			+					
- - *moulinsiana* DUP.			*	+	+		+	ca. 15° (6—7°)
- - *gravida* WEST.		⊕						
- - *pygmaea* DRP.		*	*	+		+	+	ca. 13° (6—7°)
- - *substriata* JEFFR.	×	*	*		+	+	+	ca. 14° (15—16°)
- - *antivertigo* DRP.			*	+		+	+	ca. 13° (ca. 13°)
- (*Vertigo*) *pusilla* MÜLL.			*	+		+	+	ca. 14° (15—16°)
- - *tumida* WEST.		⊕						
- - *collina* WEST.		⊕						
- - *clevei* WEST.		⊕						
- - *angustior* JEFFR.			*	+		+	+	ca. 13°
- - *otostoma* WEST.		⊕						
Cionella (*Zua*) *lubrica* MÜLL.	+	*	*	+	+	+	+	ca. 8° (6—7°)
- (*Azeka*) *tridens* PULT. (= *menkeana* PFR.)			*		+	+	+	
- (*Caecilianella*) *acicula* MÜLL.			*	+	+	+	+	ca. 16°
Balea perversa L.	+	+	*		+	+		ca. 12° (11—12°)
Clausilia (*Clausiliastra*) *laminata* MONT.	×		*	+	+	+	+	ca. 14° (9—10°)
- - *brüheimensis* HOCKER							+	
- - *silesiaca* A. S.			+	+			+	Schlesien
- - *orthostoma* MKE.		×	*	+				
- (*Alinda*) *plicata* DRP.			*	+		+		ca. 16° (ca. 11°)

Name	1	2	3	4	5	6	7	
Clausilia (*Alinda*) *biplicata* MONT.			*	+		+	+	ca. 14° (ca. 10°)
- (*Delima*) *ornata* (*Z*) ROSSM.			+	+				Schlesien
- (*Delima*) *brauni* CHARP.			+					Bergstr. Italien
- (*Strigillaria*) *cana* HELD.			*	+			+	
- - *vetusta* (Z.) ROSSM.			+	+			+	
- - *striolata* BLZ.			+	+				
- (*Papillifera*) *nilssoni* WEST.		⊕						Schweden
- (*Gracillaria*) *corynodes* HELD.			+		+		+	
- - *filograna* (Z.) ROSSM.			*	+			+	
- (*Fusulus*) *varians* (Z.) C. PF.	×	×	+	+				
- - *interrupta* (Z.) C. PFR.				+			+	
- (*Erjavecia*) *bergeri* (MAYER) RSSM.			+	+				
- (*Kuzmicia*) *parvula* STUD.			*	+	+	+	+	
- - *dubia* DRP.			*	+	+		+	
- - *bidentata* STRÖM.	+	+	*	+				fehlt in S.-Deutschl., ca. 11° (9°)
- - *cruciata* STUD.			*	+	+		+	
- - *pumila* (Z.) C. PFR.			*	+			+	ca. 16°
- - *sejuncta* WEST.		+	*					
- - *connectens* WEST.		⊕						
- (*Pirostoma*) *ventricosa* DRP.		*	*	+	+	+	+	ca. 16° (8—9°)
- - *rolphi* GRAY.			+		+			NW.-Deutschl., ca. 16°
- - *tumida* (Z.) K.			+	+			+	Schlesien
- - *lineolata* HELD.			*	+	+		+	
- - *plicatula* DRP.		+	*	+	+		+	ca. 14° (8—9°)
- - *latestriata* A. S. var. *borealis* RTTG.			×	+				Ostpreußen
- - *densestriata* ZGL.				+			+	
Succinea (*Neritostoma*) *turgida* W.	+	+					+	
- - *chrysis* W.	+							
- - *putris* L.		*	*	+	+	+	+	8—10° (ca. 13°)
- - *groenlandica* BECK.	+							

- (*Neritostoma*) *parvula* PASCAL			×		+			
- (*Oxyloma*) *hungarica* HAZ. var. *polonica* CLESS.			×	+				Danzig
- (*Amphibina*) *elegans* RISSO			*	+	+	+		ca. 4—6° (10—11°)
- - *lenta* WEST.		⊕						Schweden
- - *pfeifferi* RSSM.	+	*	*	+	+	+	+	
- - *altaica* MTS. var. *norwegica* WEST.	+							
(*Lucena*) *oblonga* DRP.	*	*	*	+		+	+	10—12° (9—10°)
- *elongata* AL. BR.							+	
- *diluviana* ANDR.							+	
lutetiana MAB.			×	+	+			Dänemark
- *humilis* DROUET			+	+	+			
- *schumacheri* ANDR.							+	
- *arenaria* BOUCH.			×		+			Insel Gotland
- - *fagotiana* BGT. (= *kobelti* HZ)			+	+	+			
Carychium minimum MÜLL.	×	*	*	+	+	+	+	ca. 13° (ca. 10°)
Amphipeplea glutinosa MÜLL.		+	*		+		+	ca. 10°
Limnaea (*Limnus*) *stagnalis* L.	+	*	*	+	+	+	+	ca. 8—10° (ca. 9°)
- (*Gulnaria*) *auricularia* L.			*	+	+	+	+	ca. 8—10° (ca. 2°)
- - *ampla* HARTM.			*	+	+	+		
- - *tumida* HELD.			+				+	
- - *mucronata* HELD.		×	+				+	
- *lagotis* SCHR.	+	+	*	+	+	+		
- *prisca* WEST.						+		Schweden
- *ovata* DRP.	+	+	*	+	+	+	+	
burnetti ALDER			×					England
- *involuta* HARV.			×					Irland
- *peregra* MÜLL.	+	*	*	+	+	+	+	ca. 8° (ca. 2°)
(*Limnophysa*) *palustris* MÜLL.	+	+	*	+	+	+	+	8—10° (ca. 13—14°)
- var. *diluviana* ANDR.			×				+	leb. in Rußland
- *turricula* HELD.			*	+			+	
(*Leptolimnaea*) *glabra* MÜLL.		+	+		+		+	ca. 14°
(*Fossaria*) *truncatula* MÜLL.	+	+	*	+	+	+	+	ca. 8° (ca. 5°)
- *montana* BGT. (SERV)			×		+			Hamburg
- - *hydrobia* WEST.			+	+				

Name	1	2	3	4	5	6	7	
Physa (*Bulinus*) *fontinalis* L.	+	+	*	+	+	+	+	ca. 14°
- - *semiglobosa* W.		⊕						Stockholm
- - *acuta* DRP.			×		+			
- (*Nauta*) *hypnorum* L.	+	+	*	+	+	+	+	ca. 4°
- (*Isidora*) *sibirica* WEST.	+							
Planorbis (*Coretus*) *corneus* L.			*	+		+	+	ca. 15°
- - *elophilus* BGT. var. *ammonoceras* WEST.			*	+	+	+	+	
- (*Tropidiscus*) *umbilicatus* MÜLL.		+	*	+		+	+	ca. 14° (ca. 11°)
- - *carinatus* MÜLL.		+	*	+	+	+	+	ca. 14° (15—16°)
- (*Gyrorbis*) *vortex* L.		+	*	+	+	+	+	ca. 13°
- - *vorticulus* TROSCHEL			*					ca. 16°
- - *charteus* HELD.			*	+				
- - *septemgyratus* RSSM.			×	+			+	{ lebend in Rußland, Gouv.
- - *calculiformis* SANDB.			×				+	{ Orenberg
- - *spirorbis* L.			*	+	+		+	ca. 16° (10—11°)
- - *leucostoma* MÜLL. (= *rotundatus* POIR.)	+	+	*	+	+	+	+	
- - *dazuri* MÖRCH.		+	×	+				
- - *ressmannianus* WEST.				+				
- (*Bathyomphalus*) *contortus* L.	+	+	*	+	+	+	+	ca. 10° (10—11°)
- - *dispar* WEST.		+	×					
- (*Gyraulus*) *albus* MÜLL.	+	+	*	+	+		+	ca. 10° (ca. 4°)
- - *stelmachoetius* BGT.		+	+				+	
- - *socius* WEST.		⊕						
- - *arcticus* BECK. (= *sibiricus* DKR.)	+	+					+	
- - *infraliratus* WEST.	+							
- - *stroemi* WEST.	+	+				+	+	ca. 8°
- - *polaris* WEST.	+							
- - *gredleri* BZ.		+	*				+	
- - *borealis* LOVÉN	+	+						

- - *rossmaessleri* AUERSW.			+					nur bei Leipzig
- - *glaber* JEFFR.	+	+	*	+			+	
- - *radigneti* BGT.							+	Im Unt. Diluvium von Paris
- - *drapernaldi* JEFFR.			×					England
- - *limophilus* WEST.		+	*					
- - *lemniscatus* HARTM.			*					
- - *concinnus* WEST.		⊕						Schweden
- - *deformis* HARTM.			+					Bodensee
- (*Armiger*) *crista* L.		+	*	+	+	+	+	
- - *nautileus* L.		+	*	+	+	+	+	ca. 12°
- (*Hippeutis*) *complanatus* L. (= *fontanus* LIGHTF.			*	+	+		+	ca. 13°
- - *riparius* WEST.		+	×				+	ca. 15°
- (*Segmentina*) *nitidus* MÜLL.		+	*	+	+	+	+	ca. 14–16°
- - *micromphalus* SANDB.							+	
Ancylus (*Ancylastrum*) *fluviatilis* MÜLL.			*	+	+	+	+	ca. 13° (11–12°)
- - *capuloides* PORRO			+		+			
- - *orbicularis* HELD.			+		+			
- - *expansilabris* CLESS.			+					N.-Deutschl., Belgien
- - *kobelti* DYB.		+						Sibirien
- (*Velletia*) *lacustris* L.		+	*	+	+	+	+	ca. 14°
Acme (*Acicula*) *polita* HARTM.			*	+	+	+	+	15–16° (ca. 12°)
- - *diluviana* HOCKER.							+	
- - *lineata* DRP.			+		+	+		ca. 14–15°
Cyclostoma (*Ericia*) *elegans* MÜLL.			*	+	+	+	+	15–16° (17°)
Pomatias (*Personatus*) *septemspiralis* RAZ.			+	+	+		+	
Paludina contecta MILL.			*	+	+	+	+	ca. 15–16°
- *paeteliana* SERV.			×					Hamburg
- *vivipara* L. = *fasciata* MÜLL.			*	+	+	+	+	ca. 13°
- *penthica* SERV.			×					Hamburg
- *duboisiana* MSS.			×	+			+	im Interglazial bei Phoeben
Bythinia (*Elona*) *tentaculata* L.		+	*	+	+	+	+	ca. 14° (ca. 12°)
- - *leachi* SHEPP. (= *ventricosa* GRAY)		+	*	+	+		+	ca. 15°
- - *crassitesta* BRÖMME							+	
- - *troscheli* PAASCH		+	*	+			+	

Name	1	2	3	4	5	6	7	
Paludinella (*Lartetia*) *sterkiana* Cl.			+					Wutachtal
- - *turricula* CL.			+					Schleitheim
- (*Hydrobia*) *steini* v. MTS.		+	×					ca; 14°
- - *ventrosa* MTG.		+	×					ca. 14°
- (*Belgrandia*) *marginata* MÜLL.					+		+	ca. 18°
- (*Bythinella*) *austriaca* FRAUENF.			+	+				
- - *dunkeri* FRFLD.			*	+			+	
- - *schmidti* KSTR.			+					
- - *viridis* POIR.			×		+			
- - *compressa* FRFLD.			+					
Lithoglyphus naticoides (FÉR) C. PFR.			*	+			+	
Melanopsis acicularis FÉR.				+			+	
Valvata (*Cincinna*) *antiqua* SOW.		+	*		+	+	+	15°
- - *lacustris* CLESS.			+					Genfer See
- - *sorensis* DYB.		+						Sibirien
- - *piscinalis* MÜLL.	+	+	*	+	+	+	+	ca. 8—10°
- - *cyclomphala* WEST.	+							
- - *pusilla* MÜLL.		+	×					
- - *discors* WEST.	+	+						
- - *ambigua* WEST.		⊕						Göteborg
- - *obtusa* STUD.			*	+				
- - *fluviatilis* COLBEAU			*	+	+			
- - *alpestris* (BLAUNNER) KSTR.	×	×	+			+	+	
- - *glacialis* WEST.						+		
- - *andreaei* MZL.			*			+	+	
- - *geyeri* MZL.			+					Im Weißen See bei Füssen
- - *naticina* MKE.			×	+		+	+	
- - *goldfussi* WÜST.							+	
- - *aliena* WESTERL.	+							
- - *raboti* WEST.	+							

- (*Tropidina*) *macrostoma* Steenb.	+	+	×	+			+	ca. 14°
- - *umbilicata* Fitz.		+	*	+			+	
- - *pulchella* Stud.		+	+	+			+	
- - *sibirica* Midd.	+	+						
- - *frigida* Westerl.	+	+	×					Havel
- - *nana* West.			×					Dänemark
- (*Gyrorbis*) *cristata* Müll.		+	*	+	+	+	+	ca. 13° (ca. 11°)
Neritina (*Theodoxus*) *fluviatilis* L.			*	+	+	+	+	ca. 13°
Corbicula fluminalis Müll.				+			+	ca. 25°
Sphaerium (*Cyclas*) *rivicola* Lam.		+	*	+	+		+	
- - *solidum* Norm.			*	+	+		+	
- - *corneum* L.			*	+	+		+	8—10°
- - *scaldianum* Norm.			×		+			
- - *fragile* Cless.			×					Vegesack
- - *ovale* Fér.			*	+	+			
- - *moenanum* Kob.			+					Main
- - *levinodis* West.		+						Sibirien 62° 50′
- - *pallidum* Gray.			×					England
- - *mamillanum* West.	+	×	×					
- - *dupplicatum* Cless	×	+	+				+	Südbayrische Seen
- - *nitidum* Cless.	+	+						
- - *westerlundi* Cless.	+	+						
- (*Calyculina*) *lacustre* Müll.		+	*	+	+			ca. 14°
- - *brochonianum* Bgt.			*	+				
- - *clessini* (Paul) Cless.		+						Rußland
- - *creplini* Dunker			+					bei Cassel
- - *ryckholti* Normand.			*		+			
- - *pilacre* West.		⊕						Schweden, bei Rönneby
Pisidium (*Fluminina*) *amnicum* Müll.	+	+	*	+	+	+	+	10—12°
- - *antiquum* v. Mts.		+						Sibirien
- (*Rivulina*) *supinum* Ad. Schm.			*				+	ca. 15°
- - *globulare* (Cl.) West.	+	+	×					8—10°
- (*Fossarina*) *henslowianum* Shepp.			*				+	ca. 14°
- - *parvulum* (Cl.) West.		⊕						Rönneby, ca. 14°

Name	1	2	3	4	5	6	7	
Pisidium (*Fossarina*) *sibiricum* (Cl.) West.		+						Sibirien 60° 50′
- - *pulchellum* Jenyns	+	+	*					ca. 10° (ca. 11°)
- - *nitidum* Jenyns	+	+	*	+	+		+	8—10° (ca. 8°)
- - *lilljeborgi* Cl.	+	+						
- - *hoyeri* Cless.	+	+						
- - *fontinale* C. Pfr.		+	*	+	+			
- - *calyculatum* Band.							+	
- - *casertanum* Poli			+	+	+		+	var. *cinereum* Ald. i. Engl. u. Dän.
- - *ovatum* Cless.			+	+				Schwarzwald, Bayr. Wald
- - *intermedium* Gass.			+		+			
- - *bartolomaeum* Cless.			+					Bayern
- - *roseum* Scholtz			+					Schlesien
- - *pallidum* Gass.	+		*	+	+			
- - *poulseni* Cless.			×					Dänemark
- - *pileus* Cless.			+					Bayern
- - *subtruncatum* Malm.			×	+	+			ca. 14°
- - *boreale* (Cl.) West.	+							Sibirien 68° 40′
- - *nordenskiöldi* (Cl.) West.	+							,, 62° 50′—69° 50′
- - *mucronatum* (Cl.) West.	+							,, 63° 59′—69° 15′
- - *milium* Held.	+		*		+		+	
- - *obtusale* C. Pfr.	+	+	*				+	ca. 8—10° (ca. 2°)
- - *pusillum* Gmel.	+	+	*			+	+	
- - *scholtzi* Cless.	+	+	×					
- - *rivulare* Cless.			+					Bayern
Unio litoralis Cuv.					+		+	ca. 8—10°
- *kinkelini* Haas							+	
- *crassus* Retz			*					ca. 16°
- *pseudolitoralis* Cl.			×					Nordschleßwig
- *kochi* Kob.			+					Hachenburg

- *hamburgiensis* SERV.			×					Hamburg
- *ater* NILSS.		+	*					bis Schweden
- *batavus* MATON ET RACKETT			*	+	+		+	
- *hassiae* HAAS			+					
- *pseudocrassus* HAAS								
- *visurgisinus* SERV.			×		+			Hamburg, Bremen
- *vegesackensis* (BGT.) SERV.			×					
- *pictorum* Z.		+	*	+	+	+	+	ca. 15°
- *grandis* AL. BR.							+	
- *reniformis* (J. F. SCHM.) RSSM.			+	+				
- *heldi* KSTR.			+					Bayern
- *amnicus* (L.) RSSM.			*	+	+			
- *minutulus* (RAY) SERV.			*					Hamburg
- *riparius* C. PFR.			*	+	+			
- *tumidus* RETZ			*	+	+		+	ca. 15°
- *lautenborni* HAAS			+					
- *rhenanus* KOB.			+					Rheingau
- *anabaenus* SERV.			×					Frauenthal
- *schroederi* (BGT.) SCHROEDER			+					Passendorf
- *mulierum* SERV.			×					Frauenthal
- *heckingi* COLB.			×		+			Vegesack
- *rostratus* LAM. (= *pictorum auct.*)			*	+	+			
- *subbalatonicus* (BGT.) SERV.			×					Bremen u. Hamburg
- *limosus* NILSS.			*	+				
- *longirostris* (Z.) RSSM.			*	+	+			
- *platyrhynchus* RSSM.			*					
- *cavarellus* SERV.			×		+			Eppendorf
- *peracutus* SERV.			×					Hamburg
- *borcherdingi* BGT.			×					Dümmer See
Margaritana margaritifera L.		+	*		+		+	
- *parvula* HAAS.			+					
- *freytagi* KOB			+					Westerwald
Margaritana complanata SOLANDER	+							Kamschatka
- *dahurica* MIDD.	+							Ostsibirien

Name	1	2	3	4	5	6	7	
Anodonta (Euanodonta) cygnea L.			*	+	+	+	+	ca. 13—14° (15°)
- - *eucypha* BGT.			*	+	+			
- - *ventricosa* C. PFR.			×		+			
- - *cordata* RSSM.			×		+			bei Altenburg
- - *forschhammeri* MÖRCH.			×		+			Dänemark
- - *gallica* BGT.			*		+			
- - *lirata* MÖRCH.			×		+			Dänemark, Alster
- - *fragillima* CLESS.			+		+			Bayern
- - *macrostena* SERV.			+					Frankfurt a. M.
- - *cystoptychia* BGT.			+					Passau
- - *nefaria* SERV.			×		+			Hamburg
- - *arenaria* SCHRÖTER			*		+			
- - *cellensis* GMEL.			*	+	+	+	+	
- - *anserirostris* KSTR.			*					
- - *oblonga* MILLET.			×		+			Alster u. Elbe bei Hamburg
- - *mutabilis* CL.			*				+	
- - *cariosa* KSTR.			+		+			Erlangen
- - *nocturna* SERV.			×					Alster
- - *quadrangulata* SERV.			×					,,
- - *siliqua* KSTR.			+		+			Regnitz
- - *glyca* BGT.			×		+			Elbe
- - *impura* SERV.			*					Elbe, Main
- - *bythia* SCHRÖDER			+					Saale
- - *telmoeca* SERV.			+					Main
- - *maganica* SERV.			+					,,
- - *ponderosa* C. PFR.			*	+				
- - *dupuyi* RAY et DRT.			*	+	+			
- - *florenciana* LOC.			×		+			Alster
- - *schröderi* (BGT.) SCHRÖDER			+					Dieskau
- - *bythiocca* SERV.			+					Main

-	-	*manica* Serv.			+					Main
-	-	*luxata* Held.			*		+			
-	-	*inornata* Kstr.			*		+			
-	-	*nilssoni* Kstr.			*					Main, Schweden
-	-	*potimia* Schröder			+					Saale
-	-	*sondermanni* Kstr.			+					Regensburg
-	-	*morrini* Serv.			+					Main
-	-	*ocnera* Serv.			+					-
-	-	*sturmi* Bgt.			*		+			Nürnberg, Kopenhagen, Rönneby
-	-	*complacita* Serv.			*					Main, Elbe
-	-	*rostrata* (Kok.) Rssm.			*	+				
-	-	*diminuta* Cless.			+	+				
-	-	*visurgisina* (Bgt.) Serv.			×					Vegesack
-	-	*suebica* Kob.			+					
-	-	*rynchota* Serv.			+					Main
-	-	*danica* (Mörch.) Bgt.			×					Dänemark
-	-	*anatina* L.			*		+			
-	-	*tenella* (Held.) Kstr.			+		+			
-	-	*subluxata* Kstr.			*					Bayern, Sachsen, Rönneby
	-	*westerlundi* (Fag) Bgt.			×		+			Schweden, Skåne
-	-	*ostiaria* Drt.				+				Dnjepr
-	-	*küsteri* Bgt.			+					
-	-	*mörchiana* Cless.			×		+			Dänemark
-	-	*maculata* (Shepp.) Bgt.			×		+			
-	-	*clessini* Bgt.			×		+			
-	-	*perlora* (Serv.) Schröder			×					Salz-See; Vegesack
-	-	*codopsis* Serv.			+					Main
-	-	*racketti* Bgt.			*		+			-
-	-	*callosa* (Held.) Kstr.			*	+				Bayern, Dänemark
-	-	*sedentaria* (Mab.) Bgt.			*		+			Main, ,,
-	-	*spengleri* Bgt.			×		+			Ems
-	-	*pfeifferi* Bgt.			×					Westdeutschland
-	-	*friedlanderiana* (Bgt.) Serv.			+					Main

Name	1	2	3	4	5	6	7	
Anodonta (*Euanodonta*) *tricassinaeformis* SCHRÖDER			×					Havel, Alster
- - *servaini* BGT.			×					Ems
- - *tricassina* (PILLOT) BGT.			*		+			Main, Elbe
- - *germanica* SERV.			×		+			Weser, Elbe
- - *richardi* (BGT.) SCHRÖDER			×		+			Werben, Elbe
- - *picardi* BGT.			×		+			Alster
- - *journei* (RAY.) BGT.			*		+			Main, Elbe
- - *journeopsis* SCHRÖDER			+					Dieskau
- - *cypholena* SERV.			+					Main
- - *frankfurti* SERV.			*					Elbe, Main
- - *alsterica* SERV.			×					Alster, Elbe
- - *piscinalis* NILSS.			*	+		+	+	
- - *opalina* KSTR.			*	+				
- - *scaphidella* (LET.) BGT.			+	+				Main
- - *resima* BGT.			×	+				Elbe
- - *falcata* DRT.			×					Dnjepr
- - *exocha* BGT.			+		+			Bayern
- - *pelaea* (SERV.) LOC.			×		+			Elbe
- - *moctera* SERV.			×					-
- - *eusomata* SERV.			×					-
- - *elachista* BGT.			+		+			Main
- - *dantessantyi* (RAY) BGT.			×		+			Bremen
- - *miranella* (BGT.) LOC.			×		+			Vegesack
- - *arnouldi* BGT.			×		+			-
- - *rhynchonella* (BGT.) SCHRÖDER			×					Havel, Alster, Vegesack
- - *herculea* MIDD.	+							
- (*Pseudanodonta*) *complanata* (Z.) RSSM.			*	+				
- - *nicarica* HAAS			+					
- - *pachyproctus* BORCH.			×					Aue
- - *fusiformis* BORCH.			×					Lesum u. Weser

- - *nordenskiöldi* Bgt.			×					Finnland
- - *kletti* Rssm.			×	+	+			
- - *rayi* (Mab.) Bgt.			×		+			Ems, Lesum, Dümmer
- - *elongata* Holandre			+					Mosel
- - *microptera* Borch.			×					Aue
- - *borealis* Kob.		×						Petersburg
Dreissena polymorpha Pallas			×	+		+	+	14—15°

An bezeichnenden Conchylien fanden sich:

Vertigo percedentata Al. Br.
Succinea schumacheri Andr.
Planorbis arcticus Beck
„ *stroemi* Westerl.
Sphaerium dupplicatum Cl.
Anodonta mutabilis Cl.

Diese Arten außer *Anodonta mutabilis* sind arktisch oder alpin. Die meisten sonst noch vorkommenden haben eine weite Verbreitung, gehen aber fast alle auch heute noch bis in die arktische Region. Genauere Durcharbeitung dieser und ähnlicher Ablagerungen wird ohne Zweifel die Zahl der arktischen Formen noch vermehren. Vor allem scheinen mir die mit *Valvata piscinalis* bezeichneten Formen noch einer eingehenderen Bestimmung zu bedürfen.

Will man aus dieser Fauna genauer auf das Klima schließen, so muß man sagen, daß dasselbe dem arktischen ähnlich war, aber sicher nicht mit ihm völlig übereinstimmte. Worin nun die Abweichung bestand, läßt sich noch nicht sicher sagen. Der Umstand aber, daß fossile Faunen häufig in ihrer Zusammensetzung mehr Ähnlichkeit mit alpinen als mit arktischen haben, deutet darauf hin, daß außer der Temperatur noch andere Faktoren, wie z. B. das Licht, daneben sicher auch das Vorhandensein größerer Wasseransammlungen, die höhere Temperatur und der größere Kalkgehalt des Wassers u. a. m. in Betracht zu ziehen sind. Auch eine andere Verteilung der Temperaturverhältnisse auf die einzelnen Monate und Jahreszeiten kann in Frage kommen. Unter Berücksichtigung aller dieser Punkte mag man das Klima der Lübecker und ostpreußischen Glazialablagerungen noch als arktisch bezeichnen.

b) Die Spätglazialzeit.

Die Bildungsverhältnisse der Ablagerungen dieser Phase stimmen genau mit denen der vorigen überein. Ihr einziger Unterschied besteht darin, daß die vorigen noch von Glazialbildungen bedeckt werden, diese aber allmählich nach oben in die alluvialen Absätze übergehen. Deshalb bleibt die Flora und Fauna im Grunde dieselbe; auch die petrographische Beschaffenheit ist ebenso geblieben. Nur daß zur spätglazialen Zeit noch Kalktuffe hinzukommen, die bisher in den glazialen *Dryas*-Bildungen noch nicht gefunden worden sind. Ein erheb-

licher, aber mehr äußerlicher Unterschied zwischen beiden *Dryas*-Phasen besteht darin, daß in der spätglazialen schon zahlreichere Conchylien nachgewiesen worden sind. Als Ablagerungen aus der spätglazialen *Dryas*-Phase wurden im Abschnitt A. genannt: die Schichten von Nusse und Sprenge in der Gegend von Lübeck, die untersten Schichten von Bärenbruch bei Güstrow, ein Teil der Kalke am Windebyer Noor bei Eckernförde und die Decktone auf den Meßtischblättern Kerschken und Gr.-Duneyken in Ostpreußen. Als bezeichnende Conchylien finden sich in ihnen

Pupa turritella West.
Vertigo parcedentata Al. Br.
„ *arctica* Wallenb.
„ *substriata* Jeff.
Succinea schumacheri Andr.
Planorbis arcticus Beck
„ *stroemi* West.

neben einer ganzen Anzahl für klimatische Verhältnisse wenig charakteristischer. Vielfach findet sich noch *Anodonta*. Das Vorherrschen der Landschnecken ist zufällig und auf faciellen Unterschieden begründet. Diese Arten sowie *Sphaerium dupplicatum* und eine Anzahl anderer, die sich sicher noch nachweisen lassen, da sie sich in diluvialen Glazialablagerungen Deutschlands schon gefunden haben (wie *Pupa columella*, die auch in Schweden spätglazial vorkommt, *Vallonia tenuilabris* u. a.) müssen als Leitformen glazialer (früh-, hoch- und spätglazialer) Ablagerungen der Quartärzeit in Deutschland gelten. Das versteht sich nicht nur für das hier behandelte jüngere Quartär (die letzte Eiszeit und die Postglazialzeit), sondern auch für die älteren Eiszeiten. Ebenso können Glazialpflanzen (*Dryas*) führende Schichten in Begleitung jeder der drei Eiszeiten vorkommen, wie denn auch schon einzelne ältere *Dryas*-Ablagerungen nachgewiesen worden sind. Man muß daher für jedes *Dryas*-Vorkommen vor allem die zugehörige Eiszeit festzustellen versuchen. Aber nicht nur die Zahl der Eiszeit, sondern auch die Lagerungsverhältnisse der Absätze der zugehörigen Eiszeit sind wichtig. So können *Dryas* und die begleitenden Pflanzen und Tiere sowohl vor dem Herannahen des Eises als auch während des Höhepunktes der Vereisung und ihrer Oszillationen und schließlich auch nach dem endgiltigen Rückgang des Eises gelebt haben. Sie wird sich deshalb in sog. „vorgeschütteten“ Bildungen, die später das Eis überschritten hat — frühglazial —, zwischen echten Glazialablagerungen eingeschlossen oder vor dem Eisrande —

hochglazial oder glazial (interstadial) — und auf den Glazial ablagerungen — spätglazial — finden.

Deshalb kann die Bezeichnung *Dryas*-Zeit allein nicht ausreichen zur Bezeichnung eines geologischen Horizontes. Man wird besser mindestens die Eiszeit und, wenn nötig, auch das nähere Lagerungsverhältnis dazusetzen müssen, z. B.

a) frühglaziale
b) hoch- oder intraglaziale } Dryas-Phase der letzten (3.) Eiszeit
c) spätglaziale

II. Die Zone des *Planorbis stroemi.*

Den spätglazialen *Dryas*-Schichten lagern sich häufig Wiesenkalke oder Faulschlammschichten auf, die Birken- und Kieferreste einschließen. An Conchylien stellt sich in dieser Begleitung in dem ganzen nördlichen Deutschland weit verbreitet und häufig der *Planorbis stroemi* ein, meistens in Begleitung von Valvaten, vor allem der *Valvata antiqua*, deren lebende Verbreitung noch recht unsicher ist, und die bestimmt nicht weiter südlich als das norddeutsche Tiefland (von einigen Alpenseen abgesehen) vorkommt. *Planorbis stroemi*, eine nördliche Art, die schon vereinzelt in den *Dryas*-Schichten auftritt, findet sich nur in den tieferen Schichten der älteren alluvialen Wiesenkalke Norddeutschlands. Nach oben zu hört er bald auf. Er bezeichnet einen bestimmten Horizont, der etwa der *Ancylus*-Zeit oder der Zeit der Birke und Kiefer gleichzusetzen ist. An charakteristischen Begleitern hat sich mit Sicherheit bisher, außer etwa der *Valvata antiqua*, die aber auch noch höher hinaufgeht, keine andere Form nachweisen lassen. Auch Landschnecken sind aus diesem Horizont bisher ziemlich unbekannt. *Succinea schumacheri* geht im Bärenbruch bis in die untersten Schichten dieses Horizontes, fehlt aber dann ganz. Man könnte etwa *Vertigo alpestris* oder *substriata* als Leitform erwarten. Da aber die Hauptverbreitung des *Planorbis stroemi* auf große Erstreckung hin mit Sicherheit in diesen Horizont fällt, so kann man wohl von einem Horizont des *Planorbis stroemi* Westerl. für das nördliche Deutschland reden. Das Klima zur Zeit der Bildung dieses Horizontes dürfte etwa gleich dem im heutigen Verbreitungsgebiet dieser Schnecke (Norwegen, Lappland, Finnland) = subarktisch gewesen sein.

Von den im Abschnitt A beschriebenen Bildungen gehören hierher: die Wiesenkalke im Bärenbruch bei Güstrow, die Terrassenfaunen aus dem masurischen Seengebiet, die untersten

Horizonte der hinterpommerschen Wiesenkalke und sicher auch ein Teil der Kalktuffe am Windebyer Noor, obwohl aus ihnen *Planorbis stroemi* nicht bekannt geworden ist.

III. Die Zone des *Planorbis umbilicatus* und der *Bythinia tentaculata*.

Am Bärenbruch bei Güstrow folgt über den Wiesenkalken mit *Planorbis stroemi* Moormergel, der eine reiche Fauna einschließt, unter der *Plan. umbilicatus* und *Bythinia tentaculata* bemerkenswert sind, weil diese beiden Formen sich hier zuerst einstellen, *Plan. stroemi* dagegen völlig fehlt. In Masuren und an der Müritz beginnt die ganze Schichtenfolge mit Wiesenkalken, die nur diese beiden Arten, aber nicht *Plan. stroemi* führen. Ähnlich läßt sich, wenn auch nicht mit der Schärfe, ein Aufhören von *Plan. stroemi* und ein Einsetzen der beiden anderen Formen in den hinterpommerschen Wiesenkalken beobachten. Es folgt also über dem Horizont des *Planorbis stroemi* eine Schichtenfolge, die durch die beiden genannten Arten deutlich charakterisiert wird[1]). Sie fällt ungefähr zusammen mit der durch die *Litorina* und durch die Eiche und Linde bezeichneten Stufe. Von Landschnecken wandern um diese Zeit ein: *Patula rotundata*, *Helix bidens* und *Acme polita*. Auch *Acanthinula aculeata* zeigt sich zum ersten Male.

Ob das Auftreten der Conchylien dieser Stufe ganz genau mit dem Erscheinen der Eiche zusammenfällt, läßt sich noch nicht feststellen. Es scheint aber ziemliche Gleichzeitigkeit des Auftretens zu herrschen.

Auf alle Fälle zeigen die Conchylien dieser Stufe ein milderes Klima an als die der vorhergehenden. Man wird eine durchaus gemäßigte Temperatur vorauszusetzen gezwungen sein. Darauf deutet das Aussterben von *Plan. stroemi* hin, der sicher klimatischen Veränderungen gewichen ist.

Patula rotundata und *Helix lapicida* setzen das Vorhandensein von Laubhölzern voraus. Also wird ihr Erscheinen wohl

---

[1]) Nach einigen Beobachtungen, die indessen noch nicht abgeschlossen sind (s. Fauna des Wiesenkalkes bei Gülz S. 228), scheint schon mit *Pl. stroemi* zusammen eine *Bythinia* vorzukommen, die von der *B. tentaculata* aber abweicht. *Pl. umbilicatus* scheint dagegen erst etwas später aufzutreten, so daß sich zwischen die Zone des *Pl. stroemi* und die Zone des *Pl. umbilicatus* und der *Byth. tentaculata* noch eine Zwischenschicht oder eine Unterzone mit *Bythinia* cf. *tentaculata* einschiebt, die man wohl am besten der oberen Zone angliedert.

mit dem Erscheinen der Eiche zusammenhängen. Ob das Einwandern von *Helix bidens*, einer östlichen Form des kontinentalen Klimas, mit einer kurzen trockenen und warmen (kontinentalen?) Periode zusammenhängt, bedarf noch näherer Untersuchung. Es wäre das denkbar, da auch im südlichen Schweden um diese Zeit, auf der Wende der *Ancylus*- und *Litorina*-Zeit, eine wärmere Zwischenzone beobachtet ist.

Von den angeführten Ablagerungen gehören hierher:

Die Moorerde im Bärenbruch bei Güstrow, der Wiesenkalk und die Quellmoore in Masuren, die Wiesenkalke des Rederang- und Moorseebeckens an der Müritz, die obersten Schichten des Wiesenkalkes von Gülz und die mittelsten bei Bonin, die untersten Lagen des Moormergels bei Woitfick und vielleicht noch die obersten Kalktuffschichten vom Windebyer Noor.

IV. Die Zone des *Planorbis corneus* und der *Paludina vivipara*.

Eigentümlich ist es, daß in allen den bisher genannten Ablagerungen *Planorbis corneus* und die bekannten großen Paludinen fast vollständig fehlen. Das kann keineswegs an geeigneten Lebensbedingungen liegen. Denn große Wasserflächen, dicht mit Pflanzen bewachsen, z. T. mit schlammigem Untergrund, z. T. langsam fließend, wie sie diese Arten lieben, gab es in der älteren Alluvialzeit vielleicht mehr wie heute. Es ist aber deutlich zu erkennen, daß in ziemlich später alluvialer Zeit, etwa zu der nach der Buche genannten Periode, diese großen Wasserschnecken auftauchen und von da ab eine sehr weite Verbreitung einnehmen, im Bunde mit den großen Limnäen, besonders den weitmündigen Formen der *L. stagnalis*. Heutzutage herrschen diese Formen im ganzen nördlichen Deutschland in jedem Torfstich, jedem Graben, jedem See und jeder Bucht der großen Flüsse. Deshalb tut man ihnen wohl nicht Unrecht, wenn man einen Abschnitt der jüngsten Alluvialzeit nach ihnen benennt. Was für klimatische Einflüsse wirksam gewesen sind, dies plötzliche und gewaltige Einwandern der großen Wasserschnecken zu unterstützen, läßt sich noch nicht recht erkennen. Auch hierüber müssen noch spätere Untersuchungen Licht bringen. Auf jeden Fall bedeutet ihr Erscheinen keinen Rückschritt in klimatischer Beziehung, eher deuten sie auf eine geringe Zunahme von Feuchtigkeit hin.

Als Vorläufer des *Plan. corneus* erscheint bisweilen ein naher Verwandter, *Plan. ammonoceras*, der auch heute weiter

nach Norden hinaufgeht als der typische *corneus*. Er ist wohl kaum immer, besonders nicht von den dänischen Geologeu, scharf von *Pl. corneus* unterschieden. Ob gleichzeitig mit *Plan. corneus* und *Paludina* auch Landschnecken erst angewandert sind, entzieht sich noch unserer genauen Kenntnis. Vielleicht kam damals *Helix hortensis*, die indessen auch heute noch keine weite Verbreitung und Häufigkeit besitzt.

V. Die Zone der *Dreissena polymorpha* und der *Helix pomatia*.

(Das Quintär von Löns.)

Aber die Alleinherrschaft der großen Planorben und Paludinen ist gebrochen. In allerneuster Zeit, z. T. mit Hilfe des Menschen, wandert vor unseren Augen eine neue Molluskenfauna bei uns ein, von der die auffälligsten Formen die in der Überschrift genannten sind. Doch ist ihre Gesellschaft noch größer, und einzelne der Arten haben ihre Wanderung sicher schon begonnen, ehe der Mensch Kanäle baute und Esparsette säte. Freilich hat die Unterstützung des Menschen viel zu ihrer Verbreitung beigetragen. Zu diesen Arten gehören außer *Helix pomatia*, der Weinbergschnecke, die die Mönche brachten, und *Dreissena polymorpha*, die die Flößer verschleppten, noch

Buliminus tridens Müll.[1])
Helix ericetorum Müll.
„ *obvia* Hartm.
Neritina fluviatilis L.
Lithoglyphus naticoides C. Pfr.

und einige andere seltenere Arten.

Wichtig ist es, daß die Mehrzahl derselben (außer *Helix pomatia* und *ericetorum*) Arten östlicher Herkunft sind und in trockneren, steppenartigen Gegenden ihre Heimat haben. Wenn auch, wie schon oben ausgeführt, der Mensch selbst viel an ihrer Verbreitung durch Verschleppung mithilft, so zeigt doch ihre rasche Eingewöhnung und Vermehrung, daß ihnen bei uns heute die Verhältnisse zusagen müssen, und wir müssen daraus wohl den Schluß ziehen, daß unsere heutigen klimatischen Verhältnisse denen ihrer südöstlichen Heimat immer ähnlicher werden, also das Klima bei uns heute einen mehr kontinentalen Charakter annimmt.

---

[1]) *B. tridens* Müll. ist vielleicht schon etwas eher als die anderen eingewandert, vielleicht schon am Ende der vorigen Zone.

Auch die anderen Einwanderer, die nicht südöstlicher Herkunft sind, gehören durchweg zu den Xerophilen wie

Xerophila ericetorum MÜLL.
" *caperata* MONTAGU.
" *heripensis* MAB. usw.

so daß die oben ausgesprochene Schlußfolgerung durch sie nur noch bestätigt wird.

Es war schon oben betont worden, daß diese Ausführungen und die Gliederung sich nur auf das nördliche Deutschland beziehen, soweit es eine dreimalige Vereisung erfahren hat. Die Verhältnisse ändern sich sofort und müssen sich ändern, sobald man weiter nach Süden in die Randgebiete der nordischen Vereisungen und die Nordausläufer der deutschen Gebirge kommt. Hier liegen die Dinge wesentlich verwickelter, und es ist aus Mangel an Vorarbeiten noch wenig zu sagen.

Aber die Verhältnisse ändern sich auch, sobald man über die Ostsee nach Schweden und Norwegen, auch schon, sobald man nach Finnland und Dänemark kommt. Auch das ist erklärlich. Denn die Einwanderung der südlicheren Arten und das Erlöschen der nördlicheren mußte sich jenseits der Ostsee, in weiter nördlich gelegenen Gegenden, anders verhalten als südlich derselben.

Man hat in Dänemark und Schweden noch mehr klimatische Unterschiede, Schwankungen, Rückschläge, festgestellt, als sie sich im nördlichen Deutschland ergeben. Das kann seinen Grund darin haben, daß in jenen Ländern die Untersuchung dieser jungen Schichten bedeutend weiter entwickelt ist als bei uns. Das kann aber auch davon herrühren, daß weiter südlich diese feineren Ausschläge und Schwankungen nicht so gut wahrnehmbar sind, und daß vor allem die Lebewesen nicht so rasch den Schwankungen folgten wie im Gebiet ihrer nördlichsten Verbreitung. Einzelne Anhaltspunkte, daß die klimatischen Bewegungen seit der letzten Eiszeit auch bei uns nicht gleichmäßig aufsteigende gewesen sind, wurden im vorstehenden schon beigebracht. Mögen spätere Arbeiten dieselben bestätigen und klarer herausarbeiten — oder widerlegen. Auf alle Fälle wird dadurch die Wissenschaft eine Förderung erfahren.

VI. Zusammenfassung.

Faßt man die Resultate der Gliederung kurz zusammen, so ergibt sich folgendes. Die quartären Schichten im nördlichen Deutschland seit der letzten Eiszeit lassen sich auf Grund der Binnenmollusken in eine Reihe von Zonen zerlegen. (S. die Übersicht auf S. 263.)

Kurze Übersicht der Gliederung.

<table>
<tr><td rowspan="4">Post-glazialzeit</td><td colspan="2">Zone der Dreissena polymorpha und Helix pomatia</td><td>Gemäßigt (trocken)</td><td rowspan="2">Buchenzeit[1]</td><td rowspan="2">Mya-Zeit[1]</td><td>Damhirsch und Reh, Rothirsch nimmt ab</td></tr>
<tr><td colspan="2">Zone des Planorbis corneus und der Paludina vivipara</td><td>Gemäßigt (etwas feuchter)</td><td>Rothirsch, daneben Reh</td></tr>
<tr><td colspan="2">Zone des Planorbis umbilicatus und der Bythinia tentaculata</td><td>Gemäßigt, anfangs vielleicht mehr warm und trocken (kontinental)</td><td>Zeit der Eiche und Linde</td><td>Litorina-Zeit</td><td>Vorwiegend Rothirsch, Elch nimmt ab</td></tr>
<tr><td colspan="2">Zone des Planorbis stroemi</td><td>Subarktisch</td><td>Zeit der Kiefer und Birke</td><td>Ancylus-Zeit</td><td>Vorwiegend Elch</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Letzte (3.) Eiszeit</td><td rowspan="2">Zone der arktischen Conchylien</td><td>spätglaziale Phase</td><td rowspan="2">Arktisch (Glazial)</td><td rowspan="2">Dryas-Zeit</td><td>Yoldia-Zeit</td><td>Renntier</td></tr>
<tr><td>glaziale Phase</td><td></td><td>Riesenhirsch stirbt aus, Renntier</td></tr>
</table>

[1]) Entspricht der Gliederung bei Wahnschaffe.

1. Zone der arktischen Conchylien.

Diese enthalten als leitende Formen:

Planorbis arcticus BECK
„ *stroemi* WEST.
Sphaerium dupplicatum CLESS.
(*Pupa columella* v. MART.)
„ *turritella* WEST.
Vertigo parcedentata AL. BR.
„ *arctica* WALLENB.
Succinea schumacheri ANDR.

Die Ablagerungen dieser Zone liegen entweder in glazialen Ablagerungen eingebettet und sind während einer Interstadialzeit entstanden, oder sie liegen unmittelbar über den Glazialablagerungen an der Basis der Alluvialschichten.

An Pflanzenresten finden sich in ihrer Gesellschaft die Pflanzen der *Dryas*-Zeit. Ihre obere Abteilung fällt zusammen mit der Yoldia-Zeit.

Zur Zeit ihrer Ablagerung herrschte ein Klima, das dem arktischen ähnlich, aber in verschiedenen Punkten etwas modifiziert (glazial) war.

2. Zone des *Planorbis stroemi*.

Leitende Formen:

Planorbis stroemi WEST.
Valvata antiqua SOW.
(*Vertigo alpestris* ALDER)
(„ *substriata* JEFFR.)

Es fehlt *Bythinia tentaculata* und *Plan. umbilicatus*.

An Pflanzen treten Birke und Kiefer auf. Die Zone fällt etwa mit der *Ancylus*-Zeit zusammen, doch scheint sie etwas eher zu endigen.

Das Klima ist ein subarktisches.

3. Zone des *Planorbis umbilicatus* und der *Bythinia tentaculata*.

Leitende Formen:

Bythinia tentaculata L.
Planorbis umbilicatus MÜLL.

Es fehlt *Plan. stroemi* W. und *Plan corneus* L.

Daneben stellen sich ein:

Patula rotundata MÜLL.
Helix bidens CHEMN.
Acme polita HARTM u. a.

An Pflanzen finden sich Eiche und Linde. Diese Zone fällt mit der *Litorina*-Zeit zusammen, geht aber vielleicht nach oben noch etwas weiter.

Das Klima ist ein gemäßigtes, etwa entsprechend dem heutigen. Das plötzliche Auftreten von *Patula rotundata* und *Helix bidens* zu Beginn dieser Zone deutet vielleicht auf eine kurze kontinentale Phase hin.

4. Zone mit ***Planorbis corneus*** und ***Paludina vivipara.***

Leitende Formen:

Planorbis corneus L.
Paludina vivipara DRP.
Paludina fasciata MÜLL.
Große Limnaeen.

Der Beginn der Zone fällt in die Zeit der Anwesenheit der Buche.

Das Klima war gemäßigt, vielleicht etwas feuchter (ozeanisch) als jetzt.

5. Zone der ***Dreissena polymorpha*** und der ***Helix pomatia.***

Leitende Formen:

Helix pomatia L.
„ *ericetorum* MÜLL.
„ *obvia* HARTM
Chondrula tridens MÜLL.
Lithoglyphus naticoides C. PFR.
Dreissena polymorpha PALLAS.

Die Zone beginnt zur geschichtlichen Zeit. Das Einwandern der Mollusken ist durch den Menschen begünstigt, deutet aber auf etwas trockneres (Steppen)-Klima als vorher.

C. Verzeichnis der wichtigsten Literatur.

ANDREAE, A.: Der Diluvialsand von Hangenbieten im Unter-Elsaß. Abh. z. Geol. Spezialk. von Elsaß-Lothringen, Bd. IV, H. 2, 1884.

BERENDT, G.: Die Diluvialablagerungen der Mark Brandenburg, insbesondere der Umgegend von Potsdam. Berlin 1863.

— : Über die Paludinenbank im Unteren Diluvium von Berlin. Diese Zeitschr. **34**, 1882.

BEYRICH, E.: Über die den jetzigen lebenden Oberflächenverhältnissen angehörigen Süßwassermuscheln unter dem neuesten Berliner Infusorienlager. Verh. d. Ver. naturf. Freunde, Nov.-Sitzung 1866.

— : *Neritina* im Geschiebelehm von Rixdorf und Profil des Diluviums daselbst. Diese Zeitschr., Bd. XX, 1868.

BOETTGER, O.: Die Clausilien des Mosbacher Sandes. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. z. Darmstadt, III. F., H. XVII, 1878.

BOETTGER, O.: Ostdeutsche Arten im Mosbacher Sande. Nachrichtsbl. d. Deutsch. malakoz. Ges. 1885.
— : Die Entwicklung der *Pupa*-Arten des Mittelrheingebietes in Zeit und Raum. Jahrb. d. Nassauischen Ver. f. Naturk., Jg. XLII, 1889.
— : Eine Fauna im alten Alluvium der Stadt Frankfurt a. M. Nachrichtsbl. d. Deutsch. malakoz. Ges. 1889.
BRAUN, AL.: Vergleichende Zusammenstellung der lebenden und diluvialen Molluskenfauna des Rheinlandes mit der tertiären des Mainzer Beckens. Amtl. Ber. über die 20. Versamml. d. Gesellsch. Deutsch. Naturf. u. Ärzte zu Mainz 1843, S. 142—150.
CLESSIN, S.: Einige hochalpine Mollusken. Malakozool. Blätter, Bd. 25, S. 82, 1878.
FRIEDRICH, P.: Die Grundmoräne und die jungglazialen Süßwasserablagerungen der Umgend von Lübeck. Mitt. d. Geogr. Ges. u. d. Naturh. Mus. in Lübeck, Heft 20, 1905, S. 1—62.
GOTTSCHE, C.: Über die Fauna der Paludinenbank von Tivoli. Diese Zeitschr., Prot., Bd. XXXVIII, 1886.
HESS VON WICHDORFF, H.: Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahme des Blattes Kerschken im Jahre 1904. Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanst. f. 1904, S. 815—829.
— : Über die geologischen Aufnahmen auf Blatt Kerschken im Jahre 1905. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1905, S. 743 bis 762.
HESS VON WICHDORFF und RANGE: Über Quellmoore in Masuren, (Ostpreußen). Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanstalt f. 1906, S. 95—106.
JENTZSCH, A.: Über die neueren Fortschritte der Geologie Westpreußens. Schriften d. naturf. Ges. zu Danzig, N. F. Bd. VII, Heft 1, 1885.
JOHANSEN, A. C.: Om den fossile kvartaere molluskfauna i Danmark og dens relationer til forandringer i klimaet. Kopenhagen 1904.
KEILHACK, K.: Über präglaziale Süßwasserbildungen im Diluvium Norddeutschlands. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1882.
— : Die Gastropodenfauna einiger kalkhaltiger Alluvialbildungen Norddeutschlands. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1888.
KINKELIN, F.: Die Tertiär- und Diluvialbildungen des Untermaintales, der Wetterau und des Südabhanges des Taunus. Abh. z. Geol. Spezialk. v. Preuß. usw., Bd. IX, Heft 4, 1892.
KOBELT: Studien zur Zoogeographie. Die Mollusken der paläarktischen Region. Wiesbaden 1897.
KOCH, C.: Erläuterungen zur Geolog. Spezialkarte von Preußen. Blatt Wiesbaden. 1880.
KOERT, W.: Diluviale Süßwasserschicht bei Werder. Diese Zeitschr., Bd. **51**, 1899.
KUNTH: *Paludina diluviana*. Diese Zeitschr., Bd. XVII, 1865, S. 331.
MARTENS, E. v.: Über die Verbreitung der europäischen Land- und Süßwasser-Gastropoden. Inaug.-Diss. (u. Württ. naturwiss. Jahreshefte, XI. Jahrgang), S. 1—144, 1855.
MENZEL, H.: Beiträge zur Kenntnis der Quartärbildungen im südlichen Hannover. 1. Die Interglazialschichten von Wallensen in der Hilsmulde. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1903, S. 254—290.
— : 2. Eine jungdiluviale Conchylienfauna aus Kiesablagerungen des mittleren Leinetales. Desgl. f. 1903, S. 337—348.
— : 3. Das Kalktufflager von Alfeld an der Leine. Desgl. f. 1905, S. 1—14.
— : 4. Das Kalktufflager von Lauenstein. Desgl. f. 1908, S. 604—609.

RANGE, P.: Das Diluvialgebiet von Lübeck und seine *Dryas*-Tone. Zeitschr. f. Naturwiss., Bd. **76**, S. 161—272.

SANDBERGER, F.: Die Land- und Süßwasser-Conchylien der Vorwelt. Wiesbaden 1870—1875.

— : Die Verbreitung der Mollusken in den einzelnen natürlichen Bezirken Unterfrankens und ihre Beziehungen zu der pleistocänen Fauna. Verh. d. physik.-medizin. Ges. zu Würzburg 1881.

— : *Pupa (Vertigo) parcedentata-Genesi* und ihre Varietätenreihe in der Eiszeit und der gegenwärtigen Periode. Verh. d. physik.-medizin. Ges. zu Würzburg 1887.

— : Bemerkungen über einige Formen des Mosbacher Sandes. Neues Jahrb. f. Min. 1895.

SCHROEDER, H.: Diluviale Süßwasserconchylien auf primärer Lagerstätte in Ostpreußen. Jahrb. d. Geol. Landesanst. f. 1887.

STEUSLOFF, U.: Torf- und Wiesenkalkablagerungen im Rederang- und Moorsee-Becken. Inaug.-Diss., Güstrow 1905.

— : Beiträge zur Fauna und Flora der Quartärs in Mecklenburg. A. Spätglaziale und holocäne Ablagerungen mit *Vertigo Genesi* GREDLER und *Succinea Schumacheri* ANDREAE bzw. *Planorbis stroemi* WESTERLUND von Güstrow in Mecklenburg. Archiv d. Ver. d. Fr. d. Naturgesch. in Meckl., Bd. **61**, S. 68—88, 1907.

STRUCK, R.: Diluviale Schichten mit Süßwasserfauna an der Untertrave. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. f. 1900. Briefl. Mitt. S. 208—211.

WAHNSCHAFFE, F.: Die Süßwasserfauna und Süßwasserdiatomeen-Flora im unteren Diluvium der Umgegend von Rathenow. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1884.

— : Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 3. Aufl. Stuttgart 1909.

WEISS, A.: Über die Conchylienfauna der interglazialen Travertine des Weimar-Taubacher Kalktuffbeckens. Diese Zeitschr., Bd. **48**, 1896.

— : Über die Conchlienfauna der interglazialen Travertine (Kalktuffe) von Burgtonna und Gräfentonna in Thüringen. Diese Zeitschr., Bd. **49**, 1897.

— : Die Conchylienfauna der Kiese von Süßenborn bei Weimar. Diese Zeitschr., Bd. **51**, 1899.

WESTERLUND, C. A.: Fauna der in der paläarktischen Region lebenden Binnenmollusken. Berlin 1884—1890.

WÜST, E.: Die geologische Stellung des Kieslagers von Süßenborn bei Weimar. Zeitschr. f. Naturw., Bd. **71**, 1898.

— : Untersuchungen über das Pliocän und das älteste Pleistocän Thüringens. Abh. d. naturf. Ges. zu Halle, Bd. XXIII, 1900.

— : *Helix banatica* (= *canthensis* BEYRICH) aus dem Kalktuff von Bilzingsleben. Zeitschr. f. Naturw., Bd. **74**, 1901.

— : Beiträge zur Kenntnis des pleistocänen Kalktuffes von Schwanebek bei Halberstadt. Diese Zeitschr., Bd. **54**, Br. M., 1902.

— : Pleistocäne Flußablagerungen mit *Succinea Schumacheri* ANDREAE in Thüringen und im nördlichen Harz-Vorlande. Zeitschr. f. Naturw. Bd. **75**, S. 312—324, 1903.

— : Fossilführende pleistocäne Holtemme-Schotter bei Halberstadt im nördlichen Harz-Vorlande. Diese Zeitschr., Bd. **59**, S. 120—130, 1907.

12. Anzeichen für die Veränderungen des Klimas seit der letzten Eiszeit im norddeutschen Flachlande.

Von Herrn Felix Wahnschaffe in Berlin.

Veränderungen des Klimas seit dem Rückzuge der letzten Inlandeisdecke in Norddeutschland lassen sich, abgesehen von den Schlüssen, die man aus der Verbreitung der heutigen Pflanzenwelt ziehen kann, mit Sicherheit nur aus der Beschaffenheit der in den postglazialen Ablagerungen erhalten gebliebenen Reste von Pflanzen und Tieren nachweisen. Zugleich sind bei derartigen Untersuchungen in erster Linie die im Gebiete des Ostseebeckens nachgewiesenen wichtigen morphologischen Veränderungen zu berücksichtigen, um festzustellen, in welchem Verhältnis die Klimaänderungen nach der Eiszeit zu den verschiedenen Abschnitten der Geschichte des Ostseebeckens stehen.

Am Schluß der letzten Vereisung, als das Inlandeis bis zum südlichen Norwegen und in die Gegend nördlich vom Wenern- und Wetternsee zurückgeschmolzen war, trat bekanntlich eine Senkung in Schweden ein, die das Gebiet dieser Seen unter den Meeresspiegel brachte, während Schonen mit Götaland als Insel aus diesem Meere herausragte[1]). Die Absätze dieses spätglazialen Meeres enthalten eine hocharktische Fauna mit *Yoldia arctica*, nach der man es als Yoldiameer bezeichnet hat.

Die deutsche Ostseeküste lag zu jener Zeit über dem Meeresspiegel, die dänischen Inseln standen im Westen mit dem Festlande in Verbindung, und die Schmelzwasserströme des Südwestbalticums[2]) hatten sich zwischen diesen Inseln ihre Wege in das Kattegatt gebahnt. In Norddeutschland breitete

[1]) G. De Geer: Om Skandinaviens geografiska Utveckling efter Istiden. (Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. C, Nr. 161 b, Taf. 3. Stockholm 1896.)

[2]) E. Geinitz: Die geographischen Veränderungen des südwestlichen Ostseegebietes während der quartären Abschmelzperiode. (Petermanns Geographische Mitteilungen 1903, Heft IV, Taf. 3.)

sich noch unter dem Einflusse des eiszeitlichen Klimas eine arktische Flora aus, die auch Dänemark und die nicht untergetauchten Teile Südschwedens besiedelte. Die für die Beurteilung des Klimas dieser Periode charakteristischen Pflanzen sind *Dryas octopetala*, *Salix polaris*, *Salix reticulata* und *Betula nana*, sowie das arktisch-alpine Moos *Hypnum turgescens*. Die ersten durch A. G. NATHORST[1]) in Norddeutschland meist auf dem Grunde kleiner Torfmoore über Geschiebemergel gemachten Funde dieser arktischen Flora knüpften sich an folgende Orte: Schroop in Westpreußen, Krampwitzer See in Pommern, Örtzenhof, Neetzka und Nantrow in Mecklenburg und Projensdorf in Schleswig-Holstein. Später haben DIEDERICHS[2]) in Mecklenburg, RANGE[3]) bei Nusse und Sprenge südlich von Lübeck und FRIEDRICH[4]) in Lübeck selbst verschiedene Fundorte der Glazialflora in Dryastonen bekannt gemacht. Als Ergebnis seiner Untersuchungen hebt RANGE hervor, daß nach dem Abschmelzen des Inlandeises in Lauenburg und den Nachbargebieten zunächst eine rein arktische Vegetation ohne jeden Baumwuchs einwanderte, entsprechend einer Flora, wie sie jetzt in den Tundren des nördlichsten Europa und Nordasiens sich findet.

Ob die Bildung des norddeutschen Randlösses der Hauptsache nach in die Spätglazialzeit zu setzen ist, darüber gehen die Meinungen der Forscher z. T. noch auseinander. Während KEILHACK[5]) jetzt die Entstehung des Lösses der Magdeburger Gegend in den Schluß der letzten Interglazialzeit verlegt hat, ist WIEGERS[6]) neuerdings dafür eingetreten, daß die Lößbildung, die nach dem faunistischen Inhalt drei Phasen erkennen lasse, während der Dauer der letzten Eiszeit gebildet sei. Dagegen ist KOKEN[7]) auf Grund seiner Untersuchungen bei

[1]) A. G. NATHORST: Über den gegenwärtigen Standpunkt unserer Kenntnis von dem Vorkommen fossiler Glazialpflanzen. (Bihang till K. Svenska Vet.-Akad. Handlingar, Bd. 17, Afd. III, Nr. 5, 1892.)

[2]) DIEDERICHS: Über die fossile Flora der mecklenburgischen Torfmoore. (Arch. d. Ver. d. Freunde d. Naturgesch. Mecklbg. **49**, Jg. 1895.)

[3]) P. RANGE: Das Diluvialgebiet von Lübeck und seine Dryastone nebst einer vergleichenden Besprechung der Glazialpflanzen führenden Ablagerungen überhaupt. (Zeitschr. f. Nat. Bd. 76., Stuttgart 1903.)

[4]) P. FRIEDRICH: Die Grundmoräne und die jungglazialen Süßwasserablagerungen der Umgebung von Lübeck. (Mitteil. d. geogr. Ges. u. d. nat. Mus. Lübeck, H. 20, 1905.)

[5]) K. KEILHACK: Die erdgeschichtliche Entwicklung und die geologischen Verhältnisse der Gegend von Magdeburg. Magdeburg 1909.

[6]) F. WIEGERS: Die diluvialen Kulturstätten Norddeutschlands und ihre Beziehungen zum Alter des Löß, (Prähist. Zeitschr., Bd. I, 1909.)

[7]) E. KOKEN: Diluvialstudien. (Neues Jahrb. f. Min. usw., Jahrg. 1909, Bd. II.)

Thiede zu der Ansicht gelangt, daß die Hauptmasse des jüngeren Lösses diesseits des Maximums der letzten Vereisung fällt. Für den Löß von Köthen in Anhalt hat von Linstow[1]) ebenfalls ein jungglaziales Alter angenommen, da er die dort im Liegenden auftretende Grundmoräne der letzten Vereisung zuweist, und Wüst[2]), der in Thüringen und dem östlichen Harzvorlande einen älteren, jüngeren und jüngsten Löß unterscheidet, rechnet zu letzterem als ein Gebilde der Postglazialzeit den Bördelöß. Siegert, Naumann und Picard[3]) bezeichnen soeben den Löß in Thüringen als vielleicht interglazial (II), wahrscheinlich aber postglazial. Ich habe in der 3. Auflage der „Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes" den norddeutschen Randlöß wie bisher an den Schluß der Eiszeit gestellt, bin aber auf die Frage der Gliederung des Lösses und der Grenzen der verschiedenen Vereisungen bei der auf diesen Gebieten noch herrschenden Unsicherheit nicht näher eingegangen. Die von E. Wüst gegebene schematische Gliederung und zonenweise Begrenzung der Löß- und Glazialablagerungen in Thüringen und dem östlichen Harzvorlande halte ich vorläufig für durchaus hypothetisch.

Unter der Voraussetzung der spätglazialen Entstehung des primären Lösses ließe sich sein Absatz im Randgebiete des norddeutschen Flachlandes mit den klimatischen Verhältnissen, die wir am Schluß der letzten Vereisung annehmen müssen, sehr wohl in Einklang bringen. Es herrschte beim Zurückschmelzen der Inlandeismassen ein kaltes kontinentales Klima, denn solange über dem nördlichen Teile Norddeutschlands und Skandinavien noch ausgedehnte Reste des zusammenschmelzenden Inlandeises vorhanden waren, wehten nach Meinardus[4]) an seiner Südseite vorherrschend trockne und kalte östliche und nordöstliche Winde, worauf zuerst Jentzsch[5]), später

[1]) O. von Linstow: Löß und Schwarzerde in der Gegend von Köthen (Anhalt). (Jahrb. d. K. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, Bd. XXIX, Teil I.)

[2]) E. Wüst: Die Gliederung und die Altersbestimmung der Lößablagerungen Thüringens und des östlichen Harzvorlandes. (Centralblatt für Min. usw., Jahrg. 1909, Nr. 13.)

[3]) L. Siegert, E. Naumann und E. Picard: Über das Alter des Thüringischen Lösses. (Eine Antwort an Herrn Wüst.) (Centralblatt f. Min. usw., Jahrg. 1910, Nr. 4, S. 98—112.)

[4]) Verhandlungen d. XV. Deutsch. Geogr.-Tages in Danzig 1905. S. XXXIII.

[5]) A. Jentzsch: Beiträge zum Ausbau der Glazialhypothese in ihrer Anwendung auf Norddeutschland. (Jahrb. d. K. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1884. Berlin 1885. S. 523.) — Diese Zeitschr. 1908, Monatsberichte Nr. 5, *S. 120—123.*

SOLGER[1]) hingewiesen haben. Einen Beweis für die voraufgegegangene starke Aufbereitung der Oberfläche durch heftige Winde bieten die an der Basis des Lösses außerordentlich zahlreich auftretenden windgeschliffenen Geschiebe.

Bei dieser Gelegenheit möchte ich auf den von mir früher beschriebnen Kalktuff in der Sudenburg bei Magdeburg[2]) mit *Limnaea truncatula* hinweisen, der neuerdings mehrfach in der Literatur erwähnt worden ist. Ich habe ihn seinerzeit für interglazial gehalten, da ich die diluviale Elbtalterrasse, auf der er in einer Höhe von etwa 55 m lag, damals dem Plateau zurechnete. Jetzt bin ich bei nochmaliger Erwägung der Lagerungsverhältnisse zu anderer Auffassung gelangt. KEILHACK hat ihn in der schon genannten Schrift (S. 93) zum Interglazial I gestellt, weil der Kalktuff von Löß bedeckt ist, und die beiden von mir unter dem Bördelöß nachgewiesenen Grundmoränen[3]) von KEILHACK den beiden älteren Vereisungen zugewiesen werden. Den Löß auf dem Kalktuff halte ich jedoch jetzt für jüngeren, wahrscheinlich dejektiven Löß und sehe in den kleinen nordischen Geröllen an seiner Basis nicht mehr ein Äquivalent der typischen Steinsohle des höher gelegenen primären Bördelösses.

Das Profil ist nach meiner jetzigen Auffassung folgendes:

Humoser Löß	2 dcm	postglazialer umgelagerter Löß
Gelber Löß	3 dcm	
Kalktuff	3 dcm	
Sande der diluvialen Elbterrasse		

Auch die 4—5 m niedrigere Terrassenstufe, auf der Magdeburg mit der Neustadt liegt, ist in ihrem westlichen Teile mit einer Lößschicht bis zu 1 m Mächtigkeit bedeckt.

Da die Bildung der Terrasse des Urstromtales der Elbe in den Schluß der letzten Vereisung fällt, so hat der Absatz des Kalktuffes wahrscheinlich noch unter dem Einflusse des kalten Klimas sich vollzogen, worauf bereits WIEGERS[4]) aufmerksam gemacht hat, da *Limnaea truncatula* von VANHÖFFEN in nächster Nähe des Karajak-Eisstromes in Grönland beobachtet worden ist. Nach v. MARTENS verhält sie sich sehr wider-

---

[1]) F. SOLGER: Über fossile Dünenformen im norddeutschen Flachlande. (Verhandl. d. XV. Deutsch. Geogr.-Tages in Danzig. Berlin 1905.)

[2]) F. WAHNSCHAFFE: Die Quartärbildungen d. Umgegend von Magdeburg, mit besonderer Berücksichtigung der Börde. (Abhandl. d. Geol. Spezialkarte von Preußen usw., Bd. VII, Heft 1, S. 61—62, Fig. 6.)

[3]) Neue Beobachtungen über die Quartärbildungen der Magdeburger Börde. (Diese Zeitschr. 1888, S. 262—273. — Ebenda 1899. Verhandl. S. 41—42.) — Vgl. auch KEILHACK, a. a. O., S. 90. Fig. 17.

[4]) WIEGERS: Diese Zeitschr. 1905. Monatsber. S. 83.

standsfähig beim Austrocknen von Sümpfen, so daß sie häufig in kleinen austrocknenden Wasserpfützen allein von allen darin lebenden Conchylien übrigbleibt.

Inwiefern wir berechtigt sind, die von NEHRING aufgefundene Tundren- und Steppenfauna von Thiede in das Jung- bzw. Spätglazial zu stellen, läßt sich noch nicht entscheiden, da die beiden Forscher, die sich in letzter Zeit eingehend mit diesem Fundort beschäftigt haben, in der Beurteilung der vorhandenen diluvialen Schichten erheblich voneinander abweichen. WIEGERS[1]) hält bei Thiede nur die untere Lemmingschicht für primär, die nach ihm aus einem unteren Löß und etwaigen geschichteten Sanden besteht, während die NEHRINGsche Fundschicht mit Steppenfauna bei Thiede und Westeregeln eine sandige Grundmoräne sein soll, welche die Steppenfauna aus einem nicht weit entfernten, durch das Eis zerstörten Löß entnommen hat; in diesem Falle würde sie nur eine sekundäre Lagerstätte sein. Er stellt beide Faunen unter die Steinsohle des Bördelöß, die in Geschiebemergel übergeht, und gibt unter dem sog. unteren Löß von Thiede mit Lemmingfauna einen Geschiebemergel an (Lokalmoräne von Thiede und Westeregeln), den er als oberen auffaßt. Die oberen Lößschichten über der Steinsohle entstanden nach ihm am Ende der letzten Eiszeit nach einem nochmaligen Vorstoße des Eises, weshalb er beide Grundmoränen unter dem Bördelöß derselben Vereisung zuschreibt. Hierin kann ich WIEGERS nicht zustimmen.

KOKEN[2]) dagegen stellt in seiner Gliederung die Lemmingschicht (geschichteter Sand und sandige Lehme mit arktischen Nagern) über die jüngere Grundmoräne (Steinsohle nnd Reste von Moränen) in den Beginn der Abschmelzzeit und äußert sich folgendermaßen: „Diese kälteliebende Fauna kann man wohl nur in die letzte Eiszeit setzen, denn die obere Nagetierschicht mit ihrem Magdalénien, die wiederum einen Temperaturfall zum Ausdruck bringt, ist schon postglazial."

In die Zeit der vorherrschenden Ostwinde während des Rückzuges der letzten Vereisung verlegt SOLGER die Entstehung der norddeutschen Bogendünen, deren konvexe Seite nach Ost gerichtet ist, wie bei den Dünen der Schorfheide, und die er deshalb als Ostwind-Barchane auffaßt. Wenn er aber jetzt die ur-

[1]) F. WIEGERS: Die diluvialen Kulturstätten Norddeutschlands und ihre Beziehungen zum Alter des Löß. (Prähist. Zeitschr., Bd. I, 1909.)

[2]) E. KOKEN: Diluvialstudien. (Neues Jahrb. f. Min. usw., Jahrg. 1909, Bd. II.)

sprüngliche Entstehung der norddeutschen Binnenlanddünen überwiegend auf Ostwinde zurückführen will (Januarsitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1910), so ist das eine durchaus unberechtigte Übertreibung seiner Theorie. Ein großer Teil unserer Talsanddünen ist durch Westwinde entstanden, wie schon P. SABBAN[1]) durch eingehende Untersuchungen an den Dünen der südwestlichen Heide Mecklenburgs gezeigt hat. Die Luvseite dieser Dünen ist nach Südwest und Westsüdwest gerichtet. An einem Dünenzuge des Berliner Tales bei Wilhelmshagen-Woltersdorf[2]) auf Blatt Rüdersdorf konnte ich kürzlich nachweisen, daß er seine Entstehung vorherrschenden nordwestlichen Winden verdankt. Schon mit Beginn der *Ancylus*-Zeit, als das Klima ein mehr und mehr gemäßigtes wurde, waren die Bedingungen für vorherrschende Westwinde gegeben.

Von Bedeutung für die Beurteilung des Klimas der nacheiszeitlichen Periode sind auch die Ergebnisse der Forschungen von SAMTER und WELTNER[3]) über die Fauna des Madüsees in Pommern. Durch die Auffindung der Crustaceen *Mysis relicta*, *Pallasiella quadrispinosa* und *Pontoporeia affinis* ist der Nachweis erbracht worden, daß hier Ostseerelikten der Spätglazialzeit vorliegen, die bereits im Yoldiameere lebten, sich dem Süßwasser des Ancylus-Sees anpaßten und zu Beginn der Litorinazeit, als eine breitere Verbindung der Ostsee mit dem Madüsee entstand, in letzteren einwanderten. Ebenso ist auch die dort vorkommende Maräne (*Coregonus maraena*) als ein Relikt der Süßwasserseen der Spätglazialzeit anzusehen.

Nach der Periode des spätglazialen Yoldiameeres und der gleichzeitigen Dryaszeit trat im westlichen Ostseegebiete eine Hebung des Landes ein, deren Betrag an der deutschen Küste wir noch nicht feststellen können. Durch diese Erhebung, die eine Landverbindung zwischen Schleswig-Holstein, den dänischen Inseln und Schweden schuf, wurde das Ostseebecken von der Nordsee abgetrennt und in einen Binnensee mit süßem Wasser verwandelt.

Nach den in den später gehobenen Strandwällen dieses Sees

---

[1]) Mitteilungen d. Großherzogl. Meckl. Geol. Landesanst. Rostock 1897.

[2]) F. WAHNSCHAFFE: Der Dünenzug bei Wilhelmshagen-Woltersdorf. (Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, Teil I, Heft 3, S. 540—548.)

[3]) M. SAMTER und W. WELTNER: *Mysis*, *Pallasiella* und *Pontoporeia* in einem Binnensee Norddeutschlands. (Zoolog. Anzeiger, Bd. XXIII, No. 631, 1900.) — M. SAMTER: Der Madüsee. Archiv. f. Naturgeschichte. Berlin 1905. 1. Bd., 3. Heft, S. 1—2.

in Skandinavien und Estland aufgefundenen Schalen von *Ancylus fluviatilis* ist diese Phase des Ostseebeckens als Ancylus-Zeit bezeichnet worden. Da die deutsche Ostseeküste zu jener Zeit über dem Meeresspiegel lag und später beträchtlich gesenkt wurde, so ist hier die Südgrenze des Ancylussees nicht nachweisbar und liegt unter dem Meeresspiegel. Auf dem Festlande entstanden in den Seebecken und alten Flußläufen Torfmoore und Wiesenmergel, und in ihnen sind die Reste der damals lebenden Flora und Fauna aufbewahrt geblieben. In dieser Zeit breiteten sich namentlich die Birke und Kiefer aus, wie dies beispielsweise die Untersuchung des Moostorflagers am Seestrande der Rostocker Heide durch Geinitz und Weber[1]) gezeigt hat. Weber hat hier drei Schichten unterschieden, eine Süßwasser-Seesandschicht, eine Moossandschicht und oben eine Waldschicht, die sich alle durch das reichliche Vorkommen von Pollenkörnern der Föhre (*Pinus silvestris*) und das Fehlen von Pollen der Erle, Eiche und Linde auszeichnen und daher aller Wahrscheinlichkeit nach in der Föhrenzeit sich gebildet haben. Die hangende Schicht des Glazialtones bei Nusse, ein Lebertorf, gehört nach Weber der Kiefern-Periode, das darüber folgende Torflager dem Beginn der Eichenzeit an. Erwähnt sei hier auch ein von 2—3 m Sand bedecktes Torfbänkchen im Talsande von Gommern[2]) mit *Betula, Pinus, Alnus, Menyanthes trifoliata,* das ich der Birken-Kiefern-Zeit zugerechnet habe.

Deecke[3]) schreibt die Bildung der Moore in den Hauptflußtälern Pommerns der Ancyluszeit zu. In den tiefsten Teilen dieser älteren Moore finden sich noch Reste vom Ren, zum Teil auch angeschnittene Stücke und Artefakte aus Knochen, die beweisen, daß der Mensch hier mit dem Ren zusammen gelebt hat. Es sind dies in Pommern die ältesten Reste des Menschen in der Postglazialzeit. Auch in den Mooren Westpreußens, Ostpreußens und Schleswig-Holsteins sind schöne Geweihe vom Ren gefunden worden. Die Fauna dieser Periode ist außerdem charakterisiert durch *Cervus alces, Cervus euryceros* und *Bos primigenius.* Zu Beginn der Ancyluszeit scheint noch ein etwas kühles boreales Klima geherrscht zu haben, da das Ostseebecken Zuflüsse von den abschmelzenden Inlandeisresten Skandinaviens erhielt und dadurch abgekühlt wurde.

---

[1]) E. Geinitz und C. A. Weber: Über ein Moostorflager der postglazialen Föhrenzeit am Seestrande der Rostocker Heide. (Arch. d. Ver. d. Fr. d. Naturgesch. Meckl. **58**, 1904.

[2]) Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg. S. 89—90.

[3]) W. Deecke: Geologie von Pommern. Berlin **1907**. S. 220.

Die Untersuchung der submarinen Moorbildungen in der Kieler Förde durch Weber[1]) hat ergeben, daß in der Prälitorinazeit schon die Eiche und Erle neben der Föhre, Weißbirke und Winterlinde sich ausgebreitet hatten. Es deutet dies darauf hin, daß das Klima am Schluß der Ancyluszeit allmählich immer wärmer geworden war, wie Gunnar Andersson aus der ehemaligen nördlicheren Verbreitung von Hasel und Wassernuß nachgewiesen hat. Es ist daher zur Beurteilung der Wärmeverhältnisse jener Zeit von Bedeutung, daß *Trapa natans* die kaum noch als Relikt bei uns vorkommt, damals eine große Verbreitung besaß. Sie ist zuerst durch Conwentz[2]) 1890 in westpreußischen Torfmooren nachgewiesen worden; man kennt sie dort gegenwärtig an 19 Fundorten.

Die Prälitorinabildungen der Kieler Förde entstanden nach Weber in einer mit Süßwasserseen durchsetzten Landschaft, die höher lag als gegenwärtig, und aus den 8,5—9 m unter Mittelwasser der Förde aufgefundenen Artefakten läßt sich schließen, daß die Ufer dieser Seen am Schluß der Ancyluszeit von einer altneolithischen Bevölkerung besiedelt waren. In dieselbe Zeit gehören die von Spethmann[3]) nachgewiesenen Artefakte aus Stein und Knochen am Unterlauf der Trave bei Lübeck, die aus einer Tiefe von 6—10 m ausgebaggert wurden.

Während der Ancylussee einer Landhebung seineEntstehung verdankte, trat nun eine beträchtliche Landsenkung ein, die den Boden des Sundes und der beiden Belte so tief legte, daß das salzreiche Nordseewasser in einem breiten Strome in das Ostseebecken eintreten konnte und ihr einen höheren Salzgehalt verlieh, als sie gegenwärtig besitzt. Die Folge davon war, daß eine auf einen höheren Salzgehalt angewiesene Conchylienfauna in das Ostseebecken einwanderte. Namentlich breiteten sich *Litorina litorea* und *Scrobicularia piperata* an den Küsten dieses Meeres aus, und nach ersterer hat man diese Zeit als Litorinazeit[4]) bezeichnet. Sie fällt zum großen Teil mit dem jüngeren Neolithicum zusammen. Dieses Meer überflutete die deutsche

[1]) C. A. Weber: Über Litorina- und Prälitorinabildungen der Kieler Förde. (Englers Botan. Jahrb. Bd. 35, 1904.)

[2]) Conwentz: Amtlicher Bericht über das Westpreuß. Provinzial-Museum f. d. Jahr 1893. — 1899. — 1905.

[3]) K. Spethmann: Ancylussee und Litorinameer im südwestlichen Ostseebecken. (Mitteilungeu d. Geogr. Ges. und des Naturhistor. Museums in Lübeck. 2. Reihe. Heft 21. 1906. S. 45—50.) — Die physiographischen Grundzüge der Lübecker Mulde. (Globus, Bd. **96**, Nr. 20, 1909, S. 313.)

[4]) H. Munthe: Preliminary Report on the Physical Geography of the *Litorina*-Sea. (Bull. of the Geol. Instit. of Upsala, Nr. 3, Vol. II, 1894.)

Ostseeküste in einer schmalen Zone, und die Fundorte der Litorina liegen hier alle unter dem Meeresniveau. Der erste Nachweis der *Litorina*-führenden Schichten in Mecklenburg ist von GEINITZ[1]) (1898) am Conventer-See in Warnemünde, im Hafen von Wismar und auf der Insel Lips erbracht worden, während er die Senkung früher für rezent hielt. Weitere Funde wurden dann bei Lübeck[2]), in der Kieler Förde und bei Greifswald gemacht; kürzlich auch nach WOLFF[3]) in der Flensburger Förde.

Als sich die altneolithischen Wohnstätten der inneren Kieler Förde infolge der allmählichen Senkung des Seengebietes mit Wasser zu bedecken begannen und verlassen werden mußten, wuchsen nach WEBERS Untersuchungen ausgedehnte Au- und Bruchwälder (Eichen und Erlen) an den Ufern des Binnensees. Erst bei Einbruch des salzigen Meerwassers lagerten sich über dem Bruch- und Auwaldtorf ein Brackwasser- und später ein Meerlebertorf ab; letzterer führt noch reichlich Pollenkörner der Eiche.

JENTSZCH[4]) hat darauf hingewiesen, daß die bis 20 m unter den Meeresspiegel hinabreichenden, lediglich Süßwasserformen enthaltenden Ausfüllungen des unteren Pregeltales sowie die durch eine Bohrung bei Pillau unter oberflächlichen Meeresschichten bei 30 m Tiefe nachgewiesene Süßwasserfauna eine Senkung der Küste andeuten, die zur Zeit der Litorinasenkung eingetreten sein wird. Auch DEECKE[5]) findet in submarin ausstreichenden Mooren an der pommerschen Küste, in versunkenen menschlichen Niederlassungen und in dem Vorkommen der Oderbank nördlich von Swinemünde Anzeichen der Litorinaperiode.

Einen Beweis für die Litorinasenkung sehe ich auch in der Fördenküste Schleswig-Holsteins. Wir haben bekanntlich nur an der westlichen Ostseeküste die als Förden bezeichneten Meeresbuchten, weil nur hier die Bedingungen zu ihrer Entstehung gegeben waren. Betrachten wir die Ostseeküste auf ihre morphologischen Formen hin, so muß es auffallen, daß

---

[1]) F. E. GEINITZ: Der Conventer-See bei Doberan. (Mitteil. der Großh. Mecklb. Geol. Landesanst. IX. Rostock 1898.) — Ders: Die geologischen Aufschlüsse (*Litorina*-Ablagerungen) des neuen Warnemünder Hafenbaues. Ebendas. XIV. Rostock 1902. — Ders.: *Litorina*-Ton im Wismarschen Hafen. (Mecklb. Arch., 57. Jg. 1903.)

[2]) P. FRIEDRICH und H. HEIDEN: Die Lübeckischen *Litorina*-Bildungen. (Mitteil. d. Geograph. Ges. u. d. Naturhist. Museums in Lübeck 1905.)

[3]) Diese Zeitschr., Bd. **61**, 1909. Monatsberichte Nr. **11**, S. 445.

[4]) JENTZSCH: Diese Zeitschr., Bd. 52, 1890, S. 617—618.

[5]) DEECKE: Geologie von Pommern, S. 226 ff. — Ders.: IX. Jahresbericht d. Geogr. Ges. Greifswald 1905.

Pommern eine wenig gegliederte Flachküste besitzt, während nach Westen zu die Gliederung der Küste mehr und mehr zunimmt. Der Grund liegt darin, daß in Pommern das flache Grundmoränengebiet in weiter Erstreckung an die Ostsee herantritt, während im Westen die seenreiche Moränenlandschaft mit der Ostsee in unmittelbare Berührung kommt. Die Förden Schleswig-Holsteins sind gesenkte Seen und Seenketten der formenreichen Grund- und Endmoränenlandschaft des baltischen Höhenrückens, die durch das Meer erweitert und mit einander verbunden worden sind. Wo die Küste vorwiegend flach und einförmig war, wie in Hinterpommern, konnte die Senkung auch keine mannigfaltigen Formen hervorrufen.

E. Werth[1]) hat schon mehrfach darauf hingewiesen, daß die Förden „durch ein beckenförmiges Bodenrelief ausgezeichnet sind, d. h. für sich oder zusammen mit den sie landeinwärts fortsetzenden Rinnen aus einem oder mehreren hintereinanderliegenden, durch Schwellen voneinander getrennten Becken bestehen". Er hält die Förden für Erosionsformen, die durch subglaziale Schmelzwasser ausgefurcht sind, und verhält sich ablehnend gegen die Beziehungen postglazialer Niveauschwankungen zur Entstehung der Fördenbuchten.

Auch für Gagel[2]) ist es vorläufig am wahrscheinlichsten, daß die Förden subglaciale Schmelzwassertäler der letzten Eiszeit sind, obgleich damit noch nicht alle Eigentümlichkeiten der Förden erklärt und alle Schwierigkeiten beseitigt seien. Die Untertrave ist nach ihm eine typische Förde mit ganz unregelmäßigem Längsprofil und typischen Schwellen, kein einfaches „ertrunkenes" Flußtal, sondern eine unzweifelhafte Schmelzwasserrinne, die in umgekehrter Richtung erodiert ist. Die ganze *Ancylus*-Hebung, wenigstens an der deutschen Küste des Südwestbalticums, erklärt Gagel in seinem soeben erschienenen Aufsatz für reine Phantasie, die *Litorina*-Senkung zum erheblichen Teil auch.

Die tiefen Depressionen der Untertrave, in denen nach Friedrich[3]) unter den *Litorina*-Schichten noch Süßwasser-

[1]) E. Werth: Zur Entstehung der Förden. (Diese Zeitschr. 1909. Monatsberichte 8/10, S. *401—404*.)

[2]) C. Gagel: Zur Geologie Schleswig-Holsteins. Kritische Bemerkungen usw. (Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, Teil II, Heft 2, S. 236, 247, 248.)

[3]) P. Friedrich: Der geologische Aufbau der Stadt Lübeck und ihrer Umgebung. Lübeck 1909, S. 50. — Artesische Brunnen auf dem Priwall. (Lübeckische Blätter 1909, Nr. 50, S. 776—778.)

bildungen bis zu — 48 m Tiefe am Priwall erbohrt worden sind, lassen sich nach meiner Ansicht befriedigend erklären, wenn wir annehmen, daß hier in der *Ancylus*-Zeit ein vom Meere noch abgeschlossenes zusammenhängendes Seengebiet der Moränenlandschaft vorhanden war, das durch die *Litorina*-Senkung mit dem Meere in Verbindung trat, fördenartig erweitert und von marinen Absätzen z. T. erfüllt wurde. Der Betrag der *Ancylus*-Hebung braucht bei dieser Erklärung kein übermäßig hoher zu sein; eine beträchtliche *Litorina*-Senkung ist ohne Zweifel an unserer Ostseeküste nachweisbar, wie auch Weber für die Kieler Förde dargetan hat.

Der Einbruch des salzreichen *Litorina*-Meeres in die lübische Bucht trat nach Friedrich ein, als hier die Eiche den vorherrschenden Waldbaum bildete und die Buche noch nicht bis in dieses Gebiet vorgedrungen war. Es steht dies in völligem Einklange mit dem bereits erwähnten Vorkommen des submarinen Torfes mit Eichenresten (aus dem Beginn der Litorinasenkung) unter den marinen Schichten in der Kieler Förde. Das Klima der *Litorina*-Zeit war infolge des aus der Nordsee in die Ostsee eindringenden wärmeren Salzwasserstromes maritim, daher warm und feucht mit vermehrten Niederschlägen.

Auch Rügens Boddenküste mit ihren Nehrungen zeigt deutlich die Folgen der Litorinasenkung, wodurch die Insel ihre vielgestaltige Form erhalten hat. Doch werden im Südwesten Jasmunds auch schon interglaziale Senkungen stattgefunden haben, wie aus den tektonischen Störungen der Kreideküste hervorgeht.

Weber[1]) hat in den Profilen der nordwestdeutschen Hochmoore einen älteren, mehr schwarzen und stark zersetzten Sphagnumtorf und einen jüngeren, hellgelben und wenig zersetzten Sphagnumtorf unterschieden, die voneinander durch eine schwache braune Grenztorfschicht getrennt sind. Weber nimmt an, daß der ältere Sphagnumtorf unter feuchten klimatischen Bedingungen entstand, und daß dann seine Weiterbildung durch den Eintritt einer säkularen Trockenperiode unterbrochen wurde. In dieser Zeit verwitterte der ältere Moostorf, und es bildete sich auf ihm eine Torfschicht aus den dort sich ansiedelnden Pflanzen, die vorwiegend aus Heide und *Eriophorum vaginatum* bestanden, während an einigen Stellen auch ein kümmerlicher Waldwuchs mit *Betula pubescens* und *Pinus silvestris* auftrat.

---

[1]) C. A. Weber: Über die Entstehung der Moore. (Zeitschr. f. angew. Chem., XVIII. Jahrg. Heft, 42.) — Ders.: Aufbau und Vegetation der Moore Norddeutschlands. (Ber. d. 4. Zusammenk. d. freien Vereinigung d. system. Botaniker. Leipzig 1907.)

Diese mehr oder weniger deutliche Schicht ist von WEBER als Grenztorf oder jüngerer Waldtorf bezeichnet worden. Nach dem Wiedereintritt einer bis zur Gegenwart fortdauernden feuchten Säkularperiode entstand über dem Grenztorf der jüngere Moostorf. In den östlichen Hochmooren des Memeldeltas fehlt der ältere Moostorf, und man muß daher annehmen, daß die dortigen Sphagnumtorfe der Bildungsperiode des jüngeren Moostorfes angehören. POTONIÉ[1]) hat neuerdings in dem Gifhorner Hochmoor bei Triangel zwei Grenztorfhorizonte nachgewiesen und die Bedeutung von Baumstubbenhorizonten für eine durchgehende regionale Gliederung der Hochmoore in Frage gestellt. Mag nun auch, wie namentlich G. ANDERSSON[2]) ausgeführt hat, das Vorkommen von Baumstubbenlagen in den Mooren nicht zur Begründung wiederholter trockner Perioden dienen können, so muß doch hervorgehoben werden, daß das Auftreten von älterem und jüngerem Moostorf in den Mooren Nordwestdeutschlands eine ganz allgemeine Erscheinung ist, so daß es wohl berechtigt erscheint, mit WEBER eine Unterbrechung der Wachstumsbedingungen des älteren Moostorfes anzunehmen. SERNANDER[3]) hat seine Bildung in die erste Hälfte der *Litorina*-Zeit verlegt und die des Grenztorfes in die zweite. Möglicherweise läßt sich diese durch den Grenztorf angezeigte Trockenperiode mit der am Ende der *Litorina*-Zeit einsetzenden geringen Hebung des Landes in Beziehung bringen.

Durch diese Hebung wurde der Zufluß des salzreichen Nordseewassers in die Ostsee vermindert und diese durch den Eintritt der großen Flüsse allmählich ausgesüßt, so daß im Norden und Osten bereits Limnaeen darin leben können. Nach der für die heutige Ostseefauna charakteristischen *Mya arenaria* ist diese noch jetzt andauernde Periode der Ostsee als *Mya*-Zeit bezeichnet worden. In ihr breiteten sich auf dem Festlande die Buche, Erle und Fichte aus.

---

[1]) H. POTONIÉ: Das Auftreten zweier Grenztorfhorizonte innerhalb eines und desselben Hochmoorprofils. (Jahrb. d. K. Preuß. Geol. L. f. 1908. Berlin 1909.)

[2]) G. ANDERSSON: The climate of Sweden in the late-quaternary period. (Sveriges Geol. Undersök. Årsbok 1909.)

[3]) R. SERNANDER: On the evidences of postglacial changes of climate furnished by the peat-mosses of Northern Europa. (Geol. Föhren. Förhandl., Bd. **130**. Heft 7, 1908.)

Manuskript eingegangen am 6. Januar 1910.]

13. Die Veränderungen des Klimas seit der letzten Eiszeit in Deutschland.

Zusammenfassender Bericht

erstattet von Herrn Felix Wahnschaffe in Berlin.

Wie Seite 97 und 98 mitgeteilt worden ist, soll dieser Bericht als Grundlage für die Verhandlungen auf dem 11. Internationalen Geologenkongreß in Stockholm dienen, und ich habe mich daher bemüht, unter Vermeidung jeglicher Kritik die verschiedenen Ansichten der Autoren in gedrängter Kürze möglichst genau zum Ausdruck zu bringen. Wegen des sehr starken Auseinandergehens der Auffassungen in der Frage der Klimaschwankungen war es mir unmöglich, die verschiedenen Aufsätze ineinander zu verarbeiten und zu einem einheitlichen Bericht zusammenzufassen, sondern ich mußte mich, um den Autoren gerecht zu werden, darauf beschränken, ihre Beiträge der Reihe nach einzeln zu besprechen.

A. Schulz nimmt bei der Darlegung seiner Ansichten über die Veränderungen des Klimas in Deutschland fünf Vergletscherungsperioden an, in denen das nordische Inlandeis bis nach Deutschland hinein vordrang, und behandelt die Zeit vom Beginn der vorletzten Vergletscherungsperiode ab, d. h. „die ganze seit dem Beginne der Entwicklung der gegenwärtigen phanerogamen Flora und Pflanzendecke Deutschlands verflossene Zeit“. Nach ihrer klimatischen Anpassung lassen sich in der Phanerogamenflora Deutschlands fünf Gruppen unterscheiden. Ihre Arten wachsen hauptsächlich oder ausschließlich in solchen Gebieten, in denen im Vergleich zu dem gegenwärtig herrschenden Klima der niedrigen Gegenden des zentralen Mitteldeutschlands folgende klimatische Bedingungen vorhanden sind:

I. Gruppe. Sommer- und Winterklima kühler.

II. Gruppe. Sommermonate trockner und sämtlich oder wenigstens teilweise wärmer; Winter trockner und kälter.

III. Gruppe. Winter gemäßigter; Sommer ebenso warm oder wärmer.

IV. Gruppe. Sommerklima feuchter und meist auch kühler; Winterklima feuchter und gemäßigter.

V. Gruppe. Umfaßt Arten von viel weiterer klimatischer Anpassung als diejenigen der Gruppen I—IV.

Unter der Annahme, daß fast alle Arten nicht in Deutschland entstanden, sondern eingewandert sind, zeigt das Areal ihrer Ausbreitung mehrfach nachträgliche natürliche Lücken, d. h. sie müssen ehemals auf dem Raume fast aller ihrer Areallücken gelebt haben und können erst nachträglich infolge ungünstigen Klimas daraus verschwunden sein. Je größer die Lückenbildung, um so ungünstiger müssen sich die klimatischen Verhältnisse gestaltet haben. Bei jeder Artengruppe sind mehrere Perioden der Bildung nachträglicher natürlicher Lücken aufeinander gefolgt, von denen jede folgende viel unbedeutender als die vorausgehende war. Jeder Periode der Lückenbildung folgte eine Periode der Neuausbreitung, die in ihrer Bedeutung der auf sie folgenden Periode der Lückenbildung ungefähr entspricht. A. Schulz unterscheidet acht verschiedene Klimaperioden, vier kühle und vier trockne, die abwechselnd aufeinander folgten.

Die Pflanzen der zweiten Artengruppe ebenso wie diejenigen der dritten und vierten Gruppe können sich in Deutschland erst nach den Arten der ersten Gruppe angesiedelt haben, da bei der Einwanderung und Ansiedlung dieser letztgenannten ein so kaltes Sommerklima in Deutschland geherrscht haben muß, daß die Existenz der anderen Gruppen hier unmöglich war. Die Areale der zweiten Gruppe haben meist drei, seltener vier Gruppen nachträglicher natürlicher Lücken, und zwar sehr große Lücken, und zwei oder drei Gruppen viel kleinerer Lücken. Für die Ansiedlung der Arten dieser Gruppe war das Klima viel günstiger als das der Jetztzeit, denn es herrschten damals heißere und trocknere Sommer und kältere und trocknere Winter. In dieser ersten Trockenperiode wurden zahlreiche Niederungen ausgetrocknet, die Wälder gelichtet, und weite zusammenhängende Striche besaßen den Charakter von Steppen. Ihr folgte die erste kühle Periode, in der sich das Areal der Arten der zweiten Gruppe in Deutschland sehr verkleinerte. In der darauf folgenden zweiten Trockenperiode war die Neuausbreitung der Arten der zweiten Gruppe sehr unbedeutend im Verhältnis zu ihrer Ausbreitung während der ersten Trockenperiode.

A. Schulz nimmt für die Areale der dritten Gruppe an, daß sie nicht wie diejenigen der zweiten Gruppe nur in den kühlen Perioden, sondern auch in den trocknen Perioden

Lücken erhalten haben. Die Ansiedlung der Arten dieser Gruppe in Deutschland kann erst nach der ersten trocknen Periode stattgefunden haben, als ein sehr warmes Sommer- und Winterklima herrschte. Um die Lückenbildung und Neuausbreitung der Arten dieser Gruppe zu erklären, nimmt A. Schulz an, daß sich zwischen die trocknen und kühlen Perioden je eine warme Periode einschob, deren Dauer und Intensität allmählich abnahm.

Die aus der Verbreitung der phanerogamen Pflanzen abgeleiteten Klimaschwankungen werden zu den Ergebnissen der geologischen Forschungen in Beziehung gesetzt, wobei Schulz annimmt, daß ein großer Teil Deutschlands von Norden und von Süden aus fünfmal mit Eis bedeckt gewesen ist. Nach ihm besaß das Eis den größten Umfang in der zweiten und dritten Eiszeit, einen kleineren in der vierten und einen noch kleineren in der fünften. In dieser Zeit des Bühlvorstoßes soll das nordische Inlandeis bis zur baltischen Endmoräne vorgedrungen sein, während das alpine Eis über den nördlichen Alpenrand hinaus südlich von München lag. Die fünfte Eiszeit war die letzte kalte Periode, in der sich Arten der ersten Gruppe in Deutschland ansiedeln konnten, doch war das Klima nicht hocharktisch. Die Zwischenzeit zwischen der vierten und fünften Eiszeit soll eine sehr lange Dauer besessen haben. Nach dem Schwinden der vierten Vereisung waren die Ablagerungen derselben lange Zeit hindurch bei einem heißen und trocknen Sommerklima und einem kalten und trocknen Winterklima der Verwitterung ausgesetzt, weshalb in diese interglaziale Periode die Bildung des Lösses der Magdeburger Börde und die erste Ansiedlung der Arten der zweiten Gruppe verlegt wird. Dann folgte in derselben Interglazialzeit ein Klima, das etwa unserem heutigen entsprach, und unter welchem in Norddeutschland ausgedehnte Wälder von Laub- und Nadelbäumen sich ausbreiteten. Die Wiederansiedlung der Arten der zweiten Gruppe kann erst in die auf die fünfte Eiszeit folgende Periode fallen, da das Klima während der fünften Eiszeit so ungünstig gewesen sein muß, daß die früher bereits vorhandenen Pflanzen dieser Gruppe sämtlich wieder aus Deutschland verschwanden.

Den geologischen Beweis für die vier nach der fünften Eiszeit eingetretenen Perioden mit trocknen heißen Sommern, von denen die erste die heißeste und längste, die letzte die am wenigsten heiße und kürzeste war, sieht A. Schulz in den von K. Olbricht im Ilmenautal der Lüneburger Heide beschriebenen vier Terrassen, deren Aufschüttung nach der fünften Eiszeit in vier trockenen, vegetationsarmen Zeiten erfolgt sein soll,

während sich der Fluß in vier auf je eine trockne Zeit folgenden niederschlagreichen Zeiten in die vorher aufgeschütteten Sande wieder einschnitt.

Auch der Bau der norddeutschen Hochmoore wird als Beweis für das ehemalige Vorhandensein mehrerer trockner Perioden nach dem Ausgange der fünften Vereisung angeführt. Die Unterbrechung in der Entwicklung der Hochmoore, welche durch den Grenzhorizont zwischen dem älteren und jüngeren Sphagnetumtorf angezeigt wird, fällt nach SCHULZ in die dritte trockne Periode, da der jüngere Sphagnetumtorf nur undeutliche Spuren trockner Zeiten enthält, die aus der vierten trocknen Periode und aus noch späteren, ganz unbedeutenden trocknen Zeiten stammen können. Aus dem Fehlen von Anzeichen einer oder zweier Trockenperioden im älteren Sphagnetumtorf wird abgeleitet, daß seine Bildung erst nach der Zeit der zweiten Trockenperiode erfolgt sein kann. Die vier angenommenen kühlen Perioden bringt A. SCHULZ in Beziehung mit den von PENCK und BRÜCKNER in den Alpen nachgewiesenen Gletschervorstößen nach dem Bühlvorstoß. Die erste kühle Periode wird mit der Zeit des Gschnitzvorstoßes, die zweite mit derjenigen des Daunvorstoßes parallelisiert, während im Gegensatz zu PENCK und BRÜCKNER auch für die dritte kühle Periode Andeutungen in den Alpen vorhanden sein sollen. Ferner wird angenommen, daß die Litorinasenkung im Ostseegebiete mit der ersten kühlen Periode (Gschnitzstadium) und die in Skandinavien der Litorinasenkung vorausgehende weitere Ausbreitung einer Anzahl von Laubbäumen und Sträuchern nach Norden mit der ersten warmen Periode zusammenfällt.

Die nähere Begründung dieser Ansichten findet sich in den fünfundzwanzig Schriften von A. SCHULZ, die er am Schlusse seines Aufsatzes mitgeteilt hat.

R. GRADMANN behandelt die Bedeutung postglazialer Klimaveränderungen für die Siedelungsgeographie. Die zuerst von pflanzengeographischer Seite geforderte Annahme einer postglazialen xerothermen Periode schien durch v. RICHTHOFENS äolische Lößtheorie und durch NEHRINGS Nachweis fossiler Steppentiere eine geologische Bestätigung zu finden, bis PENCK dem Löß und seinen fossilen Einschlüssen ein interglaziales Alter zuwies. Trotzdem haben die Pflanzengeographen, um gewisse Phänomene der heutigen Pflanzenverbreitung zu erklären, an mindestens einer postglazialen trockenwarmen Periode festgehalten. Dies steht in Einklang mit dem Nachweis von postglazialem äolischen Löß mit

reicher Steppenfauna und Artefakten des Magdalénien, dessen Bildung erst nach dem Höhepunkt der Würmeiszeit erfolgte.

Mit den Klimaschwankungen hängen gewisse siedelungsgeographische Fragen eng zusammen. Die Siedelungsspuren der prähistorischen Bevölkerung drängen sich im mittleren Europa von der neolithischen bis zu einem großen Teil der römischen Zeit auf ganz bestimmte Flächen zusammen, während ebenso große Flächen ganz oder nahezu frei blieben. Der Gegensatz zwischen alt- und spätbesiedelten Gebieten tritt auch noch gegenwärtig zutage. Bestimmte Pflanzengenossenschaften von vorwiegend östlicher und südlicher Verbreitung, die Licht und Trockenheit lieben, bevorzugen in auffallender Weise dieselben Flächen. Bei einem Vergleich dieser Verbreitungsflächen unter sich und mit ihren Nachbargebieten zeigt sich, daß hier im allgemeinen ein relativ kontinentales Klima mit heißen Sommern und kalten Wintern, wenig Niederschlägen, geringer Luftfeuchtigkeit und Bewölkung und zugleich feinkörnige, kalkreiche Bodenarten vorhanden sind, die den Wald zurückdrängen und die Steppe begünstigen. Die eingewanderten Pflanzengenossenschaften, deren Mehrzahl die östlichen Steppen bewohnt, konnten nicht in geschlossene Wälder eindringen, und ebenso war auch der Wald für die Bevölkerung auf niedriger Kulturstufe eine siedelungsfeindliche Macht, während die breiten Grenzgürtel zwischen Wald und Steppe eine kulturfördernde Bedeutung besitzen. Wenn ein trockneres Klima noch zur Zeit der neolithischen Kultur in Mitteleuropa wenigstens zeitweise geherrscht hat, dann kann auch die spätere Bevölkerung den wieder vordringenden Wald dauernd von ihren Wohnsitzen ferngehalten haben. Den Hauptbeweis für das erneute Eintreten eines kontinentalen trockenwarmen Klimas in späterer, mindestens in neolithischer Zeit sieht Gradmann in dem Auftreten der Grenztorfschicht in den norddeutschen Mooren, in dem Vorkommen des Wildpferdes unter den neolithischen Kulturresten, dem Nachweise von postglazialem Löß von jüngerem Alter als das Daunstadium und in den Forschungsergebnissen Olbrichts über das Klima der Postwürmzeit.

Ernst H. L. Krause nimmt zu den beiden Fragen Stellung, ob sich aus florengeschichtlichen und pflanzengeographischen Tatsachen nachweisen läßt, daß der Gegenwart eine Periode wärmeren Klimas vorausgegangen ist, und ob pflanzengeschichtliche und floristische Tatsachen vorliegen, aus welchen man auf eine trockenheiße Periode im Postglazial schließen kann oder muß.

Der Umstand, daß die Buche in einem Teile der Ostseeländer erst nach der Eiche eingewandert ist, läßt nach KRAUSE auf keine Abkühlung schließen, weil nicht klimatische, sondern andere Bedingungen die viel anspruchslosere Buche gehindert haben, schon früher fast gleichzeitig mit der Kiefer einzuwandern.

Das Nadelholz, namentlich die Kiefer, wurde seit dem Ende der Ancyluszeit durch die Eiche stark zurückgedrängt. Seine Wiederausbreitung, die ums Jahr 1400 beginnt, ist eine Folge der Waldwirtschaft und nicht durch Klimaänderungen veranlaßt.

Die einjährige Wassernuß, die sich nur durch ihre großen und schweren Samen auszubreiten vermag, ist in einem großen Teile Mitteleuropas ausgestorben. Vielleicht hat die Ausrottung irgend eines Tieres die Pflanze ihres natürlichen Wanderungsmittels beraubt.

Najas marina ist im schwedischen Postglazial vermutlich durch die Konkurrenz anderer Arten und nicht durch Klimaänderung seltener geworden.

Durch die von G. ANDERSSON festgestellte nördlichere Ausbreitung der Haselnuß in Schweden läßt sich ein Sinken der mittleren Jahrestemperatur mit dem Ende der Ancyluszeit um mehr als 2° C beweisen. Da in Deutschland nach Ansicht KRAUSES keine Anzeichen einer homologen Abkühlung vorhanden sind, so beschränkte sich der Temperaturfall vielleicht auf Skandinavien, veranlaßt durch ozeanische Stromablenkungen oder Niveauverschiebungen.

Da Pflanzen über weite für sie unbewohnbare Zwischenräume hinweg die ihnen passenden Standorte erreichen können, so kann man nicht aus dem isolierten Vorkommen von Pflanzenarten, die im allgemeinen ein wärmeres Klima als das jetzige beanspruchen, den Schluß ableiten, daß bei ihrer Einwanderung ein wärmeres Klima geherrscht habe.

Die von G. ANDERSSON für das nordische Postglazial angenommene Periode großer Trockenheit, die er in die Übergangszeit von der Dryas- zur Birkenperiode verlegt, stimmt nach KRAUSE auch mit den deutschen Verhältnissen und mit BRIQUETS xerothermer Periode überein. Sie war jedoch nur im Vergleich mit der voraufgegangenen recht warm, anscheinend sogar wärmer als die nächstfolgende, aber doch subglazial, mit Temperaturen, die in Süddeutschland vielleicht die der jetzigen südsibirischen oder altaischen Steppen erreichten. Die von G. ANDERSSON an der Hasel nachgewiesene Zeit der größten Wärme in Schweden fällt, auf deutsche Breiten übertragen, ins

ältere Neolithicum; Webers nordwestdeutscher Grenztorf bildete sich in frühgeschichtlicher Zeit. Krause kommt zu dem Schluß, daß sich alle pflanzengeschichtlichen und pflanzengeographischen Tatsachen erklären lassen, wenn man für das ältere Postglazial ein kühles und trocknes, für das jüngere ein dem heutigen gleichendes Klima annimmt.

E. Ramann beschränkt sich bei der Behandlung der Frage über die Klimaschwankungen auf die Moore, deren Einteilung und Bau er zuerst bespricht, um sodann die Beziehungen zwischen ihrem Aufbau und dem Klima zu erörtern. Der Einteilung der Moore wird die Biologie der torfbildenden Pflanzen zugrunde gelegt, wonach sich drei verschiedene Abteilungen ergeben: die Verlandungsmoore, die Waldmoore und die Hochmoore. Als Verlandungsbestände hat man diejenigen torfbildenden Pflanzengenossenschaften anzusehen, die durch ihre Ablagerungen stehende oder langsam fließende Gewässer ausfüllen. Nach diesen Pflanzengenossenschaften erhält man bei den Verlandungsmooren drei Gruppen: Phragmitetum, Cyperacetum und Hypnetum. Zu den Waldmooren rechnet Ramann sowohl die Trockentorfbildungen als auch die in nassen Brüchen sich bildenden Bruchwaldtorfe. Als Hochmoore werden die Ablagerungen der Reste von Moosen, namentlich Sphagneen und ihnen biologisch nahestehenden Arten bezeichnet. Die Torfmoose bilden eine Gruppe von Pflanzen, die biologisch von anderen Pflanzenvereinen durch die Unabhängigkeit ihrer Lebensbedingungen von anderen als klimatischen Einflüssen abweicht; sie besitzen die Fähigkeit, das Wasser aufzuspeichern und sind wegen ihres geringen Bedarfes an mineralischen Nährstoffen unabhängig von den Mineralstoffen des Untergrundes.

Die Ramannsche Einteilung der Moore weicht insofern von der jetzt herrschenden ab, als seiner Ansicht nach die Zwischenmoore (Übergangsmoore, Mischmoore) in Wegfall kommen müssen, da bei einer schärferen Trennung von Verlandungsmooren und Hochmooren für sie kein Platz mehr übrig bleiben soll.

Die Beziehungen zwischen Klima und dem Aufbau der Moore werden durch Ramann an zwei Erscheinungen besprochen. Die Torfhügel der Hügeltundra an der Nordgrenze Europas zeigen an ihrer Oberfläche freiliegenden Torf. Es zeigt sich eine Vernichtung des früheren torfbildenden Sphagnumbestandes und ein Überwachsen der Sphagneen durch Flechten, namentlich durch *Lecanora tartarea.* Die Ursache des Absterbens der Torfmoose ist hier nicht auf eine Klimaänderung zurückzuführen,

sondern sie ist eine Folge des Ansteigens des Eisbodens unter der Torfschicht bei dessen Emporwachsen, wodurch sich die Versorgung der Sphagneen mit Wasser ungünstiger gestaltet. Der fortschreitende Rückzug der nördlichen Waldgrenze wird durch Versumpfung und Vorrücken des Hochmoors bewirkt und steht nicht in Beziehung zu Klimaänderungen.

Der mehrfach vertretenen Ansicht, daß der Rückgang der Hochmoorbildung durch eine Trockenperiode der Jetztzeit verursacht werde, schließt sich Ramann nicht an, da er zuerst in den russischen Ostseeprovinzen beobachtet hat, daß nebeneinander in vollem Wuchse begriffene Hochmoore und heidewüchsige, waldbestockte vorkommen, so daß kein klimatischer Unterschied die verschiedenartige Ausbildung bedingen kann.

Die Ursachen, die die Entwicklung der Hochmoore beeinflussen, sind nach Ramann in der Eigentümlichkeit ihres Baues und in ihren biologischen Verhältnissen zu suchen. Bei üppigem Emporwachsen der Sphagneen soll schließlich die kapillare Hubhöhe des Wassers im porösen Sphagnumtorfe nicht mehr ausreichen, um die lebende Decke genügend mit Wasser zu versorgen. Es tritt dann in trockneren Zeiten Wassermangel ein, der die Sphagneen, die jetzt nur auf das Regenwasser angewiesen sind, zum Absterben bringt und einer anderen Flora zur Herrschaft verhilft (Grenztorf). In dieser Zeit verwittert der Sphagnumtorf (älterer Moostorf) und sinkt infolge dessen außerordentlich zusammen, wodurch die Wasserversorgung der nun wieder einsetzenden Sphagnumvegetation so lange gesichert ist, bis die neue Torfschicht (jüngerer Moostorf) wieder zu mächtig wird. Es braucht daher keine Änderung der klimatischen Verhältnisse angenommen zu werden.

Die Ergebnisse seiner Ausführungen faßt Ramann wie folgt zusammen:

1. Die Änderung der Hochmoorflora kann in einem Ansteigen von Eisschichten unter der Vegetation begründet sein; das ist der Fall bei den Torfhügeln der Tundra. Dieser Vorgang wird ermöglicht durch die physikalische Eigentümlichkeit des Torfes, als Isolierschicht für Temperaturen (hier Wärme) zu wirken.

2. In den mitteleuropäischen Hochmooren ist der Florawechsel und die Schichtenfolge der Moore bedingt durch die physikalischen Eigenschaften des Moostorfes (Wasserführung).

3. In keinem Falle ist die Annahme eines Klimawechsels nötig.

C. A. Weber berücksichtigt bei Behandlung der Frage über einen etwaigen Klimawechsel in postglazialer Zeit nur die

Tatsachen, die durch die Erforschung der Moore Norddeutschlands festgestellt worden sind. Zur Begründung seiner Meinung behandelt er zuerst den Aufbau der Moore und die Umstände, die auf seine Gestaltung in Einzelfällen von Einfluß gewesen sind.

Durch die allmähliche Aufhöhung des aus abgestorbenen Pflanzenmassen sich bildenden Torfes wird die Lage seiner Oberfläche zum Spiegel des den Boden bedeckenden Wassers geändert, sodaß sich das Moor über denselben erhebt. Daher müssen sich während der Mooranhäufung auch unter gleichbleibenden klimatischen Bedingungen an derselben Stelle verschiedene Pflanzenvereine nacheinander ablösen, die in ihren Beziehungen zum Wasser als limnische, telmatische, semiterrestrische und terrestrische zu bezeichnen sind.

Gleichzeitig erfolgt eine stetige Veränderung in dem Gehalte des sich anhäufenden Moorbodens an mineralischen Pflanzennährstoffen. Bei der fortdauernden Aufhöhung des Torfes werden die Pflanzen mehr und mehr von der Zufuhr des fruchtbaren Grundwassers abgeschnitten und sind schließlich auf den atmosphärischen Staub und die wäßrigen Niederschläge allein angewiesen. Die Ansprüche der Pflanzenvereine an den Nährstoffgehalt sind verschieden groß, so daß man sie als eu-, meso- und oligotraphente bezeichnen kann. Je günstiger die Nahrungszufuhr, um so rascher die Aufhäufung der Pflanzenreste und die Änderung der Wasserverhältnisse.

Verschiedenheiten in der Menge und Art der Nahrungszufuhr und der Feuchtigkeitsverhältnisse in verschiedenen Bezirken können bei beständig sich gleichbleibendem Klima einen sehr wechselvollen Aufbau der Moore in vertikaler und horizontaler Richtung hervorrufen. Natürliche Vorgänge oder künstliche Eingriffe, die die Lage der Torfoberfläche zum Wasserspiegel verändern, pflegen den Aufbau der Torfmoore noch weit komplizierter zu gestalten.

Trotzdem gibt es im ausgedehnten Flachlande eine Menge von Mooren mit ungestörtem normalen Aufbau, und diese sind für die Untersuchung geeignet, ob ein Wechsel des Klimas in ihrem Aufbau zu erkennen ist.

Die ältesten norddeutschen Moore, wenn sie aus einem Gewässer hervorgegangen sind und sich bis zur Bildung des Hochmoors entwickelt haben, zeigen folgenden Aufbau: (S. 290).

Diese Aufeinanderfolge zeigt naturgemäß Abweichungen, wenn das Moor nicht aus einem verlandenden Gewässer hervorgegangen ist. In den großen Mooren können die ältesten Bildungen bald limnische, bald telmatische, bald semiterrestrische oder terrestrische sein.

In den einzelnen Schichten des Profils können die Pflanzenvereine durch andere ersetzt sein. So kann die Schicht 7 in dem schematischen Profil aus Cladietumtorf, die Schicht 6 aus Caricetumtorf oder Hypnetumtorf, die Schicht 4 aus Polytrichumtorf, Hypnetumtorf und noch anderen Arten bestehen. Oft sind die ältesten Moore, die an ihrem Grunde noch die Reste einer typischen Glazialflora umschließen, nicht bis zur Bildung der Sphagnumtorfschicht vorgeschritten, was sich fast immer aus den örtlichen Verhältnissen erklären läßt.

Weber ist der Ansicht, daß die Föhrenstubbenlage des Profils keinen irgendwie zwingenden Beweis für eine trockne Säkularperiode zur Zeit ihres Entstehens bildet, sondern daß die Aufeinanderfolge von Alnetumtorf, Föhrenstubbenlage und Sphagnetumtorf mit oder ohne telmatische Unterlage nur ein gleichmäßig feuchtes Klima voraussetzt. Diese verschiedenen Pflanzenvereine bilden eigentümliche voneinander deutlich zu unterscheidende Torfarten, deren Übereinanderschichtung sich unter nicht wechselnden klimatischen Verhältnissen vollzieht. Dagegen scheint der Grenzhorizont zwischen dem älteren und jüngeren Sphagnumtorf eine Trockenperiode anzudeuten.

Den Beweis dafür sieht Weber in der verschiedenen Ausbildung des älteren und jüngeren Sphagnumtorfes trotz gleichartigen Ursprungs. Die Farbe des älteren Sphagnumtorfes ist stets dunkel- bis schwarzbraun, und die Sphagnen sind sehr stark vertorft, so daß ihre Blätter häufig in homogenes, strukturloses, gallertiges Ulmin umgewandelt sind. Der jüngere Sphagnumtorf besitzt eine mehr oder minder hellbraune Farbe. Er ist sehr leicht, locker und wenig zersetzt. Die beiden Sphagnumtorfarten sind scharf gegeneinander abgegrenzt, und die Oberkante des älteren Sphagnumtorfes zeigt in der Regel reichliche Einlagerungen von *Eriophorum vaginatum*, Heidesträuchern und gelegentlich auch von Birken und Föhren, so daß sie häufig eine besondere Torfschicht bildet. Die Unterkante des jüngeren Sphagnumtorfes ist oft durch einen raschen Wechsel von dünnen Lagen von Sphagnen und Bultlagen mit Heidesträuchern und Wollgräsern ausgezeichnet. Die Sphagnen, meist der *Cuspidatum*-Reihe angehörig, bevorzugen nebst *Scheuchzeria palustris*, die eingestreut vorkommt, die nassesten Standorte. Gegen Ende der Bildung des älteren Sphagnumtorfes überzog sich das Moor mit einem dichten Rasen von *Eriophorum vaginatum* mit mehr oder weniger reichlicher Beimischung von Heide, eine Vegetation, die auf den Eintritt eines trockneren Klimas hinweist. Dafür spricht auch die Zersetzung des älteren Sphagnumtorfes durch das Eindringen sauerstoffhaltigen Wassers

Schematisches Profil eines norddeutschen Moores mit abgeschlossener Entwicklung.

Unter Andeutung des Mächtigkeitsverhältnisses der Schichten bei ungefähr 7 m Gesamtmächtigkeit.

Gruppe	Schicht	Bildung	
Oligotrophe Torfbildungen	1. Jüngerer Sphagnumtorf (Sphagnetumtorf).	Semi-terrestrische	
	Scheuchzerieto-Sphagnetumtorf.	Telmatische od. semiterrestr.	
	2. Grenzhorizont: Eriophoretumtorf, Wollgrastorf aus *E. vaginatum*, Callunetumtorf usw.	Terrestrische	
	3. Älterer Sphagnumtorf (Sphagnetumtorf)	Semi-terrestrische	
Mesotrophe Torfbildungen	4. Scheuchzerietumtorf, Cariceto-Sphagnetumtorf od. Eriophoretumtorf aus *E. vaginatum* usw.	Telmatische oder Semiterrestr.	
	5. Pineto-Betuletumtorf (Föhren- u. Birkenwaldtorf), oben meist mit einer Lage von Föhrenstubben, darunter oft 1 bis 2 Brandlagen.	Terrestrische	
	6. Alnetumtorf (Bruchwaldtorf).	Semi-terrestrische	
Eutrophe Torfbildungen	7. Phragmitetumtorf, Schilftorf.	Telmatische	Aquatische Bildungen
	8. Torfmudde.	Limnische Bildung	
	9. Lebermudde.		
	10. Kalkmudde.		
	11. Tonmudde.		
	12. Diluvialboden.		

bei gelegentlichen Niederschlägen, ein Prozeß, der eine lange Zeit erfordert haben dürfte, und wobei die im älteren Sphagnumtorf mehrfach vorkommenden Brandlagen das Eindringen des Wassers hemmten. Nach der Trockenperiode trat eine Zeit starker Niederschläge ein, die mit kurzen Trockenperioden wechselten, wie dies die Bultlagen über dem Grenzhorizont beweisen, und ein gleichmäßig feuchtes Klima begünstigte sodann die Bildung des jüngeren Sphagnumtorfes.

Weber faßt die Ergebnisse seiner Untersuchungen dahin zusammen, daß seit dem Milderwerden des Klimas nach der letzten Eiszeit bis zur Bildung des älteren Sphagnumtorfes keine Andeutungen eines Klimawechsels sich erkennen lassen, daß dagegen die Sphagnumtorfbildung durch eine hinreichend deutlich ausgeprägte säkulare warme Trockenperiode unterbrochen wurde, die dem Grenzhorizonte entspricht. Er ist jetzt geneigt, die Entstehung des Grenztorfes nach der Litorinasenkung ungefähr am Ende der jüngeren Steinzeit anzunehmen.

J. Stoller gibt eine kritische Erörterung der Beziehungen der nordwestdeutschen Moore zum nacheiszeitlichen Klima. Die ältesten pflanzenführenden Ablagerungen sind glaziale Süßwassertone, die sich um die Süd- und Westküste der Ostsee gruppieren. In ihnen ist eine Tundrenflora nachgewiesen, für die das Fehlen jeglichen Baumwuchses charakteristisch ist. An manchen Stellen läßt sich ein unterer Horizont mit *Dryas octopetala* und *Salix polaris* und ein oberer Horizont mit *Salix phylicifolia* und *Salix reticulata* neben *Dryas octopetala* unterscheiden. *Betula nana* kommt in beiden Horizonten und auch in jüngeren Schichten vor, ist daher nicht als Leitpflanze zu wählen. Diese Periode der Florenentwicklung wird übereinstimmend in Skandinavien und Norddeutschland als Dryasperiode bezeichnet. Wasserpflanzen sind in dieser Periode selten, doch treten namentlich im oberen Horizonte *Potamogeton*-Arten auf. Dazu gesellen sich *Myriophyllum spicatum, Hippuris vulgaris* und *Batrachium aquatile confervoides.*

Für die Erkenntnis der weiteren Entwicklung der nordwestdeutschen Flora ist man ausschließlich auf das Studium der Moore angewiesen, die ohne Rücksichtnahme auf die Art ihrer Entstehung sich in ältere und jüngere Moore einteilen lassen.

Die ältesten Schichten der ersten Gruppe reichen bis auf die Zeit zurück, die der Dryasperiode unmittelbar folgte. Sie bestehen aus Faulschlammbildungen, die in stehendem, verhältnismäßig tiefem Wasser zum Absatz gelangten, und aus

Moorbildungen. Letztere entstanden teils in seichtem Wasser als Sumpftorf, teils in flachen feuchten Niederungen als Rasentorf oder Waldtorf. Über diesen ältesten Schichten erfolgte die Weiterentwicklung des Moores bis zur Gegenwart in einem Falle als Flachmoortorf, im anderen als Hochmoortorf oder als Flachmoortorf und darüber Hochmoortorf.

In den westdeutschen Hochmooren läßt sich ein älterer stark zersetzter und ein jüngerer wenig zersetzter Sphagnetumtorf unterscheiden, die häufig durch eine erdig-mulmige Grenztorfschicht voneinander getrennt sind.

Als klimatische Indikatoren kommen bei der Untersuchung der Moore nicht die Moorpflanzen, sondern die Pflanzen des fester Landes und namentlich die Baumgewächse auf dem Moore und am Rande in Betracht. Vorzugsweise gelingt der Nachweis der anemophilen Bäume, deren Pollen vom Winde weithin entführt werden können.

Die ältesten Schichten führen reichlich Pollen und Holzreste von *Betula alba* und *Pinus silvestris*, so daß im nordwestlichen Deutschland auf die Dryasperiode ohne Zwischenschaltung der Birke und Zitterpappel eine Birken-Kiefern-Periode folgte. Sie blieben die einzigen Waldbildner im älteren Sphagnetumtorf bis dicht unter dem Horizont des Grenztorfes.

Die alten Flachmoore zeigen auch nur Reste der Birke und z. T. der Föhre. Dazu gesellen sich *Populus tremula* und *Salix caprea*. Von torfbildenden Sumpfpflanzen treten *Phragmites communis* und *Menyanthes trifoliata* sehr früh auf. Unter den Wasserpflanzen nehmen die Potameen rasch an Artenzahl zu, ebenso gewinnen *Nuphar luteum* und *Nymphaea alba* bald an räumlicher Ausdehnung.

In der Nähe des Grenztorfes treten gleichzeitig auf: *Corylus avellana*, *Quercus pedunculata* und *Alnus glutinosa*. Die Eiche wird der herrschende Waldbaum ohne daß Birke und Kiefer verschwinden. Dieselbe Erscheinung bieten auch die alten Flachmoore.

Charakteristische Vertreter der Sumpfflora der Eichenperiode sind *Cladium Mariscus, Carex Pseudo-Cyperus* und *Lycopus europaeus*. An Wasserpflanzen treten auf: *Ceratophyllum demersum, C. submersum* und *Najas major*. *Trapa natans* gehört einem jüngeren Abschnitte der Eichenperiode an. Gleichaltrig mit dem Grenztorf der älteren Hochmoore sind Waldtorflager im Küstengebiete der Nordsee und submarine Torflager.

Die über dem Grenztorf liegenden Schichten bestehen entweder aus Hochmoortorf, dem jüngeren Sphagnetumtorf, oder es treten in den hangenden Schichten der alten Flach-

moore Übergangsbildungen vom Flachmoor- zum Hochmoortorf auf. Verhältnismäßig früh zeigt sich die Buche (*Fagus silvatica*), als Eichen und Erlen noch lange die herrschenden Waldbäume waren. Da in den jüngeren Torfschichten die Erle neben der Buche sehr häufig auftritt, will Stoller diese Periode als Erlen-Buchen-Periode bezeichnen.

Die jüngeren Moore fallen ihrer Bildungszeit nach in den Zeitabschnitt, der der Bildung des Grenztorfes unmittelbar folgte. An ihrer Basis treten neben Birke und Kiefer Hasel, Linde, Eiche und Erle auf. Diese Gruppe umfaßt die Flachmoore in den alluvialen Talböden der Flüsse, einige Zwischenmoore und kleinere Hochmoore im Gebiete des Höhendiluviums. Die Fichte ist mit Buche und Erle zusammen rasch nach Norden vorgedrungen, konnte sich aber im größten Teile des Gebietes nicht halten und mußte weit nach Süden zurückweichen.

Bei einem Vergleich der florengeschichtlichen Perioden Nordwestdeutschlands mit den geologischen Zeitabschnitten des Balticums kommt Stoller zu folgenden Ergebnissen:

Die Dryasablagerungen finden sich nur im nördlichen Teile des Gebietes, in Schleswig-Holstein, Lübeck, Lauenburg und Mecklenburg und reichen südwärts nicht über den Gürtel der Hauptendmoränen der letzten Vergletscherung hinaus. In den südlicher gelegenen Teilen Nordwestdeutschlands herrschte damals eine Steppenperiode mit starker Dünenbildung, eine Annahme, die das Fehlen der Dryasflora und der Sumpf- und Moorflora hier gegen Ende der Eiszeit erklären soll. Die ältesten Schichten der älteren Moore parallelisiert Stoller mit dem oberen Dryashorizont, so daß demnach die Dryasperiode sich mit der Birken-Kiefern-Periode decken würde. Die Eichenperiode fällt zusammen mit dem letzten Abschnitte der Ancyluszeit und dem Beginn der Litorinazeit. Im südlichen Teile tritt die Eiche früher auf, wahrscheinlich bereits im Beginn der Ancylusperiode. Die Buche gelangte mit der Erle in Nordwestdeutschland erst um die Mitte der Litorinazeit zur Herrschaft. Da die am Ende der Ancyluszeit eingetretene Trockenperiode einen bezeichnenden Abschnitt in der Entwicklung der nordwestdeutschen Moore bildet, empfiehlt Stoller folgende Parallelisierung:

Yoldiazeit + Ancyluszeit = Altalluvium,
Litorinazeit + Jetztzeit = Jungalluvium.

Das Klima der Nacheiszeit, das durch Temperatur und Feuchtigkeit zum Ausdruck kommt, läßt sich aus den Pflanzenvereinen der Moore und ihren Vegetationsbedingungen ableiten. Die Zeit der ältesten Dryasablagerungen war nicht

arktisch, da die in jenen Schichten vorkommenden Wasserpflanzen eine Julitemperatur von ca. 6° C und zur Samenreife eine Vegetationszeit von 4—5 Monaten mit einer Temperatur von wenigstens 3° C bedürfen. Die Temperaturverhältnisse verbesserten sich rasch, und für den Beginn der Birken-Kiefern-Periode war eine mittlere Temperatur von mindestens 8° C in den Monaten Mai bis September und in dem gleichen Zeitraum für den Beginn der Eichenperiode 12—13° C und für den Beginn der Erlen-Buchen-Periode wenigstens 17° C erforderlich.

Für einen kurzen Kälterückschlag im Beginn der Birken-Kiefern-Periode, wie er in Dänemark durch Hartz nachgewiesen worden ist, ergeben sich in Nordwestdeutschland keine Anhaltspunkte.

Das aus dem ehemaligen und jetzigen Verbreitungsgebiete der Hasel in Schweden von G. Andersson zur Zeit des höchsten Standes des Litorinameeres um wenigstens 2,4° C wärmere Klima als das heutige braucht nach Stoller nicht zugleich mit einer Wärmesteigerung in Nordwestdeutschland verbunden gewesen zu sein, sondern ist möglicherweise als eine lokale Erscheinung anzusehen.

Was die Feuchtigkeitsverhältnisse anlangt, so lassen sich aus dem Aufbau der älteren Hochmoore zwei langandauernde feuchte Perioden für die Bildung des älteren und jüngeren Sphagnetumtorfes und eine kurze Trockenperiode für die Bildung des sie trennenden Grenztorfes ableiten. Unter Berücksichtigung der trocknen Dryaszeit ist also im nacheiszeitlichen Klima ein zweimaliger Wechsel von trocknen und feuchten Perioden eingetreten. Die Stubbenlager treten nicht in bestimmten Horizonten auf und bieten kein Mittel, daraus klimatische Perioden abzuleiten.

Stoller kommt durch seine Untersuchungen zu folgenden Ergebnissen:

1. Die Zeit des Abschmelzens des Landeises mit kaltem und trocknem Klima war in Nordwestdeutschland verhältnismäßig kurz. Pflanzengeschichtlich ist diese Zeit im südlichen Teil dieses Gebietes als Steppenperiode (mit starker Dünenbildung), im Norden, dem Küstengebiet der Ostsee, als Dryasperiode gekennzeichnet. Sie fällt mit einem Teil, vielleicht der ersten Hälfte der Yoldiazeit zusammen.

2. Die Birken-Kiefern-Periode Norddeutschlands mit feuchtem, anfänglich kühlem Klima entspricht ungefähr der zweiten Hälfte der Yoldiazeit und der ersten Hälfte der Ancyluszeit, in der die Eiche schon siegreich vordringt, so daß sie am Ende der Periode der herrschende Waldbaum ist.

3. Die Eichenperiode mit einem warmen und verhältnismäßig trocknen Klima (Zeit der Grenztorfbildung) umfaßt ungefähr die zweite Hälfte der Ancyluszeit und den Anfang der Litorinazeit.

4. Die Erlen-Buchen-Periode mit feucht-warmem Klima herrschte in Nordwestdeutschland schon zur mittleren Litorinazeit.

P. Graebner führt aus, daß die Pflanzendecke außerordentlich stark auf nur verhältnismäßig geringfügige Änderungen des Klimas reagiert, seien es auch nicht einmal schärfer einschneidende Veränderungen der Temperaturen, sondern nur Schwankungen der durchschnittlichen jährlichen Niederschlagsmenge. Geringe und allmählich sich abstufende klimatische Verschiedenheiten im Osten und Westen Norddeutschlands sind imstande, für zahlreiche Pflanzenarten eine scharfe und konstante Grenze zu ziehen. Keine Gebirge stören hier die Gleichmäßigkeit der klimatischen Abstufung, und die Pflanzenwanderung findet nach allen Richtungen hin keine nennenswerten mechanischen Hindernisse. Die von Südost vorstoßenden binnenländischen, an ein kontinentales Klima gewöhnten Pflanzentypen erreichen je nach der Empfindlichkeit der einzelnen Arten gegen das feuchtere atlantische Klima parallele Grenzen und in gleicher Weise die entgegengesetzt vordringenden nordwestlichen atlantischen Typen des maritimen Klimas. Die Pflanzenarten besitzen eine Grenze der kompakten Verbreitung, dann folgen einzelne hier und da vorgeschobene Posten der Standorte, und nicht allzuweit von der Grenze der kompakten liegt die absolute Grenze der Verbreitung.

Die vorgeschobenen Posten werden oft als Relikte aus einer Zeit angesehen, in der die Pflanze eine größere Verbreitung besessen haben soll. Graebner ist dagegen der Ansicht, daß im norddeutschen Flachlande unter den von Ost nach West wenig veränderten Vegetationsbedingungen bei dem Eintritt einer Klimaänderung die sich zurückziehende Pflanzengenossenschaft infolge der großen Empfindlichkeit der Gewächse gegen klimatische Faktoren aus dem für sie ungünstig werdenden Teile völlig verschwinden muß.

Die vorgeschobenen Posten der binnenländischen pontischen oder pannonischen einerseits und die der atlantischen Pflanzentypen andererseits als Relikte anzusehen, lehnt Graebner entschieden ab. Wenn man die auf Hochmooren lebenden nordisch-atlantischen oder nordischen Formen als Überbleibsel der Eiszeit auffaßt, die sich dort erhalten konnten, weil die Moore zu

den kalten Formationen gehören, so kann nach Graebners Ansicht eine irgendwie stärkere Schwankung der klimatischen Verhältnisse im norddeutschen Flachlande seit dem völligen Rückzuge des Inlandeises nicht mehr erfolgt sein.

Die Pflanzenvereine des Wassers und der Moore sind für die Beurteilung der klimatischen und Vegetationsverhältnisse früherer Perioden verwendet worden. Während die Vegetation der Gewässer bei geringeren klimatischen Unterschieden keine wesentlichen Verschiedenheiten aufweist, sind die Hochmoore, da sie nur von den Niederschlägen leben, für diese Frage von größerer Bedeutung. Moore mit wachsendem Sphagnum können nur da entstehen, wo die Niederschläge für seine Ernährung groß genug sind.

Im norddeutschen Flachlande findet sich eine Abnahme der Hochmoorbildung von Nordwesten nach dem trockenen Südosten und der Rückzug der Hochmoorbildung in den trockneren Teilen in die Wälder.

Die normale Schichtenfolge, daß sich auf einem Wiesen- bzw. Niedermoor oder auf dem gewachsenen Boden das Hochmoor aufbaut, kann durch verschiedene Faktoren gestört werden, ohne daß eine Änderung der klimatischen Verhältnisse eingetreten ist. Hierher gehören Änderungen des Grundwasserstandes infolge der Erosion des fließenden Wassers und dadurch bedingte Veränderungen des Gefälles, Anstau von Wasser durch die Ablagerungen der Bäche und seitlicher Durchbruch der Gewässer durch die erhöhten Ränder der Flüsse.

Die zahlreichen Wurzeln oder zugespitzten Stämme im Liegenden der Hochmoore beweisen eine Einwanderung des Torfmooses in die Wälder, indem es sich entweder selbständig in den feuchten Wäldern ansiedelt und die Bäume zum Absterben bringt, oder indem das Hochmoor seitlich in niedriger gelegene Wälder eindringt. Wo das Sphagnum im Schutz der Bäume in dichten Polstern wächst, findet sich zuweilen eine Wechsellagerung von Moos- und Wurzelschichten im Torf, entstanden durch den gegenseitigen Kampf der Bäume mit dem Moose, je nachdem die biologischen Verhältnisse ihr Absterben oder ihre Entwicklnng begünstigten.

Die dem Torfmoose beigemischten höheren Pflanzen zeigen sich in ihrem Verhalten zum Moose sehr schwankend, so daß schon wenige trockene Sommer wesentliche Verschiebungen bewirken können. Besonders zeigen die Randpartien der Hochmoore infolge stärkerer Verdunstung und Wasserableitung eine reichliche Bedeckung mit Kräutern und Sträuchern. Auch natürliche Moorausbrüche, die ein Einsinken der Moormitte

veranlassen, können die Besiedlung mit Bäumen und Sträuchern bewirken.

Beim natürlichen Wechsel der Vegetationsformation spielt auch die Bodenmüdigkeit eine große Rolle, da die Erfahrung zeigt, daß die Krautgewächse aus diesem Grunde radial von ihren Standorten aus wandern. In der Literatur wird nicht selten aus einfachen Schichtenfolgen auf eine Änderung der klimatischen Verhältnisse geschlossen, die sich jedoch als Vegetationsänderungen zu erkennen geben, die durch die oben angeführten Faktoren hervorgerufen worden sind.

H. Menzel beurteilt die Klimaänderungen im nördlichen Deutschland seit der letzten Eiszeit auf Grund der in den Ablagerungen sich findenden Binnenmollusken. Da ihr Schalenbau von den biologischen Verhältnissen und diese wieder stark vom Klima beeinflußt werden, so kann man eine Wechselbeziehung zwischen dem Vorkommen einzelner Conchylienarten und den Klimaverhältnissen annehmen.

Nachdem bereits E. von Martens erkannt hatte, daß für die Verbreitung der Schnecken die Sommertemperatur weit wichtiger ist als das Jahresmittel, hat A. C. Johansen in Kopenhagen 1904 in Übereinstimmuug damit das Gesetz ausgesprochen, daß die nördlichsten Verbreitungsgrenzen der Mollusken ziemlich genau mit dem Verlauf der Juli-Isothermen übereinstimmen. Indem er nun die niedrigste Julitemperatur berechnet, unter der jede einzelne Art noch leben und sich fortpflanzen kann, sucht er aus diesen Zahlen unter Zugrundelegung der gefundenen Mollusken die klimatischen Verhältnisse der geologischen Abschnitte des Quartärs nach Wärmegraden festzustellen. Obwohl die Arbeit Johansens wegen verschiedener von Menzel angegebener Mängel nicht ausreicht, um seine Zusammenstellungen einwandsfrei zu henutzen, so hat er doch den Weg gewiesen, um eine Lösung der Frage nach den klimatischen Verhältnissen und Änderungen in der geologischen Vergangenheit herbeizuführen.

H. Menzel versucht aus verschiedenen fossilführenden Ablagerungen der letzten Glazial- und Postglazialzeit im nördlichen Deutschland, die teils von anderen, teils von ihm selbst bearbeitet worden sind, die klimatischen Verhältnisse seit dem Höhepunkt der letzten Vereisung abzuleiten.

1. Die glazialen Süßwassermolluskenfaunen bei Lübeck, über die Struck und Friedrich berichtet haben, finden sich im Sandrgebiet, im Talsand und im Talton. Sie siedelten sich gleichzeitig mit einer arktischen Flora in dem eisfrei gewordenen Gebiete beim Zurückschmelzen der letzten Inlandeisdecke an

und wurden z. T. bei kurzem Vorrücken des Eisrandes nochmals mit kiesigem Sand überschüttet. Von den aus dem Talton stammenden Pflanzen sind *Salix polaris, Betula nana* und *Dryas octopetala* bezeichnend für ein arktisches Klima.

Die Mollusken bilden eine eigenartige Mischfauna. Die Mehrzahl der Arten besitzt eine weite Verbreitung bis in die arktische Region hinein. *Sphaerium duplicatum* ist eine hochalpine Art, während *Pisidium supinum, Anodonta mutabilis* und *Unio* nicht in der arktischen Region im Norden bekannt sind. Das Vorkommen der *Anodonta* erklärt MENZEL durch die Annahme, daß sie in Gewässern weiter südlich häufig war, und daß ihre Brut ständig von den nach Norden fließenden Flüssen mitgeführt wurde und in den Wasserbecken vor dem Eisrande üppige Pflanzennahrung fand. Von Säugetieren fanden sich Ren und Riesenhirsch.

2. Ein Gegenstück zu den jungglazialen fossilführenden Ablagerungen in Lübeck bilden fossilreiche Bänke mit Pflanzenresten und Binnenconchylien, die in Ostpreußen bei Orlowen, in den Einschnitten der Eisenbahnneubaustrecke Kruglanken-Marggrabowa und an anderen Orten als Einlagerungen im Geschiebemergel der letzten Vereisung vorkommeu. Das zahl reiche Vorkommen von *Planorbis arcticus* stempelt die Ablagerung zu einer arktischen. Daneben finden sich wie in Lübeck Anodonten. Die Pflanzen und Tiere besiedelten das Randgebiet des abschmelzenden Inlandeises, und ihre Wohnplätze wurden bei Oszillationen wieder vom Eise bedeckt.

3. Die von RANGE 1903 beschriebenen Dryastone von Nusse und Sprenge aus der näheren und weiteren Umgebung von Lübeck bezeichnet MENZEL als spätglazial und unterscheidet sie von älteren dryasführenden Ablagerungen der Lübecker Gegend und in Holstein, die der Jungglazialzeit angehören. Die in Sprenge in den Dryaston-Vorkommen aufgefundene Conchylienfauna zeigt kein arktisches Gepräge.

4. In dem von STEUSLOFF 1907 untersuchten flachen Moorbecken von Bärenbruch bei Güstrow treten in der Entwicklung der Conchylienfauna 3 Stufen hervor, die mit den petrographischen Unterschieden des Profils zusammenfallen. Den Boden der fossilienführenden Ablagerungen bilden Glazialablagerungen der letzten Eiszeit. Darauf folgen tonige Feinsande, für die die hochalpine und arktische *Vertigo parcedentata* AL. BR. var. *Generi* PRDL. sowie die heute erloschene und fast nur in arktischer Gesellschaft auftretende *Succinea Schumacheri* und ferner der in subarktischen Gebieten verbreitete *Planorbis Stroemi* bezeichnend sind. Dieser Horizont entspricht den

Dryas-Schichten und wird überlagert durch Wiesenkalk, dem *Vertigo* fehlt, während *Planorbis Stroemi* und *Valvata antiqua* zahlreich darin auftreten. Die Fauna ist subarktisch. In dem obersten Horizonte, der Moorerde, fehlen alle arktischen und subarktischen Arten.

5. Der Kalktuff am Windebyer Noor bei Eckernförde wird von Torf überlagert, der teilweise unter einem Kjőkkenmödding mit *Ostrea* und *Litorina* liegt. Den obersten Schichten des Kalktuffs und dem Torf ist die Fauna des Litorinameeres beigemengt. In dem Kalktuff treten neben anderen Formen von weiterer Verbreitung folgende arktische und subarktische Conchylien auf: *Pupa turritella*, *P. Krauseana*, *Vertigo parcedentata*, *V. Krauseana*, *V. substriata* und *Succinea Schumacheri*. Der Kalktuff enthält eine Mischfauna von hochalpinen und hocharktischen mit südlicheren Arten. Seine Bildung fällt in die gesamte Zeit zwischen der letzten Vereisung und dem Beginne der Litorinazeit. Die hocharktischen Arten wie *Pupa parcedentata* und *Krauseana* gehören der Dryaszeit, *Pupa turritella* und *substriata* lassen auf subarktische Verhältnisse, also Ancyluszeit schließen, während die Einwanderung der südlicheren Formen vielleicht ans Ende der Ancyluszeit oder den Beginn der Litorinazeit zu setzen ist.

6. Die spät- und postglazialen Conchylienfaunen in Ostpreußen finden sich in Decktonen, Terrassen, Wiesenkalken und Quellmooren. Der durch Hess von Wichdorff nachgewiesene conchylienführende Deckton von Klein-Schwalg enthält Anodonten, Pisidien und *Planorbis arcticus*. Er entspricht nach Menzel den spätglazialen Dryastonen von Lübeck.

Die Fauna der Terrassen an den masurischen Seen ist anscheinend jünger als der Dryashorizont. Charakteristisch ist für sie *Planorbis Stroemi*, so daß sie hierdurch sowie durch ihre übrige Zusammensetzung mit der Fauna der höheren Schichten des Wiesenkalkes vom Bärenbruch übereinstimmt.

Ein Wiesenkalk auf einer Terrasse zeigt uns eine Fauna des gemäßigten Klimas.

Die Quellmoore Masurens zeigen eine interessante Landschneckenfauna. Ihre Entstehung geht nicht bis in den Beginn der Alluvial- oder Postglazialzeit zurück. Unter den Arten ist bemerkenswert *Helix bidens*, eine mehr osteuropäische Art, die sich in Kalktuffen des östlichen Deutschlands häufiger findet.

7. Die Wiesenkalk- und die sie überlagernden verschiedenen Torfablagerungen an der Müritz sind durch Steusloff schichtweise auf ihren Pflanzen- und Conchylieninhalt untersucht worden. In den Wiesenkalken und kalkigen Torfen

fanden sich Pollen von *Pinus, Corylus, Tilia* und *Quercus*. Von den Conchylien sind charakteristisch *Bythinia tentaculata* und *Planorbis marginatus*.

8. Aus Hinterpommern liegen Untersuchungen über die Conchylienführung von Wiesenkalk und Moormergel vor. Ein Wiesenkalk bei Gülz im Kreise Köslin enthielt unter anderen *Planorbis Stroemi*. Ein anderes Wiesenkalklager von Bonin südöstlich von Köslin zeigte in den oberen Lagen *Paludina vivipara, Planorbis corneus* und große Limnäen. Etwas tiefer herrschten *Planorbis marginatus* und *Bythinia tentaculata* vor, doch gingen beide auch weiter nach oben. *Planorbis Stroemi, Valvata antiqua* und große Anodonten kommen nur in den tiefsten Schichten vor.

Im Moormergel bei Woitfick im Pyritzer Weizackergebiete zeigten die allerobersten Schichten als ganz junge Einwanderer *Helix pomatia, H. ericetorum, Chondrula tridens* und *Dreissena polymorpha*. Einer etwas älteren Stufe gehören *Planorbis corneus* und *Paludina vivipara* an, während im tiefsten Horizont *Bythinia tentaculata* und *Planorbis umbilicatus* sich vorwiegend finden.

Nach einer eingehenden Begründung der Gliederung der Spät- und Postglazialzeit (Tabelle S. 263) auf Grund der Binnenmollusken gibt Menzel für den nördlichen Teil des norddeutschen Flachlandes nachstehende Zuammenfassung seiner Resultate:

I. Zone der arktischen Conchylien.

Diese enthalten als leitende Formen:

Planorbis arcticus Beck
Sphaerium duplicatum Cless.
Pupa (columella) v. Mart.
„ *turritella* West.
Vertigo parcedentata Al. Br.
„ *arctica* Wallenb.
Succinea Schumacheri Andr.

Die Ablagerungen dieser Zone liegen entweder in glazialen Ablagerungen eingebettet und sind während einer Interstadialzeit entstanden, oder sie liegen unmittelbar über den Glazialablagerungen an der Basis der Alluvialschichten.

An Pflanzenresten finden sich in ihrer Gesellschaft die Pflanzen der Dryaszeit. Ihre obere Abteilung fällt zusammen mit der Yoldiazeit.

Zur Zeit ihrer Ablagerung herrschte ein Klima, das dem arktischen ähnlich, aber in verschiedenen Punkten etwas modifiziert war.

II. Zone des *Planorbis Stroemi.*

Leitende Formen:

Planorbis Stroemi West.

Valvata antiqua Sow.

Es fehlt *Bythinia tentaculata* und *Plan. umbilicatus.* An Pflanzen treten Birke und Kiefer auf. Die Zone fällt etwa mit der Ancyluszeit zusammen, doch scheint sie etwas eher zu endigen.

Das Klima ist ein subarktisches.

III. Zone des *Planorbis umbilicatus* und der *Bythinia tentaculata.*

Leitende Formen:

Bythinia tentaculata L.

Planorbis umbilicatus Müll.

Es fehlt *Plan. Stroemi* W. und *Plan. corneus* L.

Daneben stellen sich ein:

Patula rotundata Müll.

Helix bidens Chem.

Acme polita Hartm. u. a.

An Pflanzen finden sich Eiche und Linde. Diese Zone fällt mit der Litorinazeit zusammen, geht aber vielleicht nach oben noch etwas weiter.

Das Klima ist ein gemäßigtes, etwa entsprechend dem heutigen. Das plötzliche Auftreten der *Patula rotundata* und *Helix bidens* zu Beginn dieser Zone deutet vielleicht auf eine kurze boreale Phase hin.

IV. Die Zone mit *Planorbis corneus* und *Paludina vivipara.*

Leitende Formen:

Planorbis corneus L.

Paludina contecta Müll.

Paludina fasciata Müll.

Große Limnäen.

Der Beginn der Zone fällt in die Zeit der Anwesenheit der Buche.

Das Klima war gemäßigt, vielleicht etwas feuchter als jetzt.

V. Die Zone der *Dreissena polymorpha* und der *Helix pomatia.*

Leitende Formen:

Helix pomatia L.

„ *ericetorum* Müll.

„ *obvia* Hartm.

Chondrula tridens Müll.
Lithoglyphus naticoides Fer.
Dreissena polymorpha Pallas.

Die Zone beginnt zur geschichtlichen Zeit. Das Einwandern der Mollusken ist durch den Menschen begünstigt, deutet aber auf etwas trockneres Klima als vorher.

F. Wahnschaffe behandelt die Frage der Klimaänderungen seit der letzten Eiszeit mit Rücksicht auf die im Ostseebecken nachgewiesenen morphologischen Veränderungen und in ihren Beziehungen zur Bildung des Löß, der Dünen und der Hochmoore.

Als sich in der Spätglazialzeit die Absätze des hocharktischen Yoldiameeres in Schweden bildeten, lag die deutsche Ostseeküste über dem Meeresspiegel, und es breitete sich hier noch unter dem Einflusse des eiszeitlichen Klimas eine arktische Flora aus, deren charakteristische Pflanzen aus *Salix polaris, S. reticulata, Betula nana* und *Hypnum turgescens* gebildet werden. Die Fundorte dieser Pflanzen finden sich meist auf dem Grunde kleiner Torfmoore über der oberen Grundmoräne in Westpreußen, Pommern, Mecklenburg und Schleswig-Holstein sowie in den Dryastonen von Lübeck und seiner Umgebung auf jungglazialem Talton. Diese Flora beweist, daß zunächst eine rein arktische Vegetation ohne jeden Baumwuchs einwanderte.

Inwieweit der am Südrande des norddeutschen Flachlandes auftretende jüngere primäre Löß der Spätglazialzeit oder der letzten Interglazialzeit angehört, läßt sich gegenwärtig noch nicht mit Sicherheit entscheiden, da die Ansichten der Forscher hierüber zum Teil noch auseinandergehen; überwiegend wird er jedoch gegenwärtig für spätglazial gehalten. Wahnschaffe hat den Löß der Magdeburger Börde stets als eine am Schluß der letzten Vereisung entstandene Bildung angesehen. Mit seiner spätglazialen Entstehung würde es im Einklang stehen, daß damals aus meteorologischen Gründen am Rande des sich zurückziehenden Inlandeises trockne und kalte östliche und nordöstliche Winde geweht haben müssen. Der Kalktuff mit der lebend in Grönland nachgewiesenen Limnaea truncatula in der Sudenburg bei Magdeburg, der früher von Wahnschaffe als interglazial aufgefaßt wurde, gehört nach seiner jetzigen Anschauung ebenfalls der Spät- bzw. Postglazialzeit an, da er auf der der Abschmelzzeit zugehörigen diluvialen Elbterrasse liegt und von postglazialem Löß bedeckt ist. Anscheinend ist auch die von Nehring bei Thiede aufgefundene Tundren- und Steppenfauna dem Jung- bezw. Spätglazial zuzurechnen,

doch geht dies aus den neusten Untersuchungen noch nicht mit Sicherheit hervor, weil die dortigen diluvialen Schichten von WIEGERS und KOKEN ganz verschieden beurteilt werden. In die Zeit der vorherrschenden Ostwinde verlegt SOLGER die Entstehung der norddeutschen Bogendünen; doch geht er darin fehl, wenn er die ursprüngliche Entstehung der meisten Binnenlanddünen Norddeutschlands auf Ostwinde zurückführen will, da bereits in der Ancyluszeit mit ihrem mehr und mehr gemäßigten Klima westliche Winde vorgeherrscht haben werden.

Von Bedeutung für die Beurteilung des Klimas der nacheiszeitlichen Periode sind auch einige Crustaceen, die als Relikten des Yoldiameeres im Madüsee lebend aufgefunden worden sind.

Nach der Periode des spätglazialen Yoldiameeres und der gleichzeitigen Dryaszeit trat im westlichen Ostseegebiet eine Hebung des Landes ein. Das Ostseebecken wurde von der Nordsee abgetrennt und in einen Süßwassersee mit Ancylus fluviatilis verwandelt. Da in der Ancylus-Zeit die deutsche Ostseeküste über dem Meeresspiegel lag und später beträchtlich gesenkt wurde, so ist hier die Südgrenze dieses Süßwassersees nicht nachweisbar, sondern liegt unter dem Meeresspiegel. Auf dem Festlande entstanden in Seebecken und Flußläufen Wiesenmergel und Torfmoore. In letzteren findet man die Reste der Birke und Kiefer. Als charakteristische Säugetiere treten auf: *Cervus alces, Cervus euryceros, Bos primigenius,* und in den untersten Schichten das Ren zugleich mit altneolithischen menschlichen Artefakten.

Die submarinen Moorbildungen der Kieler Förde enthielten nach WEBER schon Eiche und Erle neben Föhre, Weißbirke und Winterlinde. Diese Ablagerungen gehören dem Schluß der Ancyluszeit und dem Beginn der Litorinazeit an, als das Klima bereits wärmer geworden war. Um diese Zeit scheint sich auch die Wassernuss in Westpreußen ausgebreitet zu haben.

Nach der Ancyluszeit trat eine beträchtliche Landsenkung ein, so daß das salzreiche Nordseewasser in einem breiten Strome in die Ostsee eintreten und sich Litorina litorea hier ausbreiten konnte. Das Meer überflutete die deutsche Ostseeküste in einer schmalen Zone, und alle Fundorte der Litorina litorea liegen hier unter dem Meeresniveau.

Einen Beweis für die Litorinasenkung erkennt WAHNSCHAFFE in der Fördenküste Schleswig-Holsteins. Die Förden sind gesenkte Seen der formenreichen Grund- und Endmoränenlandschaft des mit der Ostsee in unmittelbare Berührung tretenden baltischen Höhenrückens, die durch das

Meer erweitert und miteinander verbunden worden sind. In gleicher Weise zeigt die Boddenküste Rügens die Folgen dieser postglazialen Senkung. In dieser Zeit war die Eiche noch der herrschende Waldbaum. Das Klima war infolge des aus der Nordsee in die Ostsee eindringenden wärmeren Salzwasserstromes maritim, daher warm und feucht. In Übereinstimmung mit WEBER glaubt WAHNSCHAFFE zwischen der Bildung des älteren und jüngeren Sphagnetumtorfes der Hochmoore eine Trockenperiode annehmen zu müssen, in der die Grenztorfschicht entstand. Möglicherweise fällt diese Periode mit der am Ende der Litorinazeit einsetzenden geringen Hebung des Landes zusammen.

Durch diese Hebung wurde der Zufluß des salzreichen Nordseewassers in die Ostsee vermindert, und letztere erhielt allmählich den gegenwärtigen Charakter. Diese Periode ist als Myaperiode bezeichnet worden. In ihr breiteten sich auf dem Festlande die Buche, Erle und Fichte aus.

Manuskript eingegangen am 24. Februar 1910].

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

Abhandlungen.

62. Band.

III. Heft.

Juli, August, September 1910.

Berlin 1910.

J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachfolger

Zweigniederlassung

vereinigt mit der Besser'schen Buchhandlung (W. Hertz)

W 35, Schöneberger Ufer 39.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1909

Vorsitzender:	Herr RAUFF	Schriftführer:	Herr BLANCKENHORN
Stellvertretende Vorsitzende:	„ BEYSCHLAG		„ BELOWSKY
	„ WAHNSCHAFFE		„ BÄRTLING
Schatzmeister:	„ ZIMMERMANN		„ STREMME
Archivar:	„ EBERDT		

Beirat für das Jahr 1909

Die Herren: CREDNER-Leipzig, DEECKE-Freiburg, JAEKEL-Greifswald, C. SCHMIDT-Basel, TIETZE-Wien, WICHMANN-Utrecht.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. Vorträge für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. BLANCKENHORN tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck spätestens **8 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 20 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 24 M., für die Monatsberichte allein 10 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 Mark ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine gröfsere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

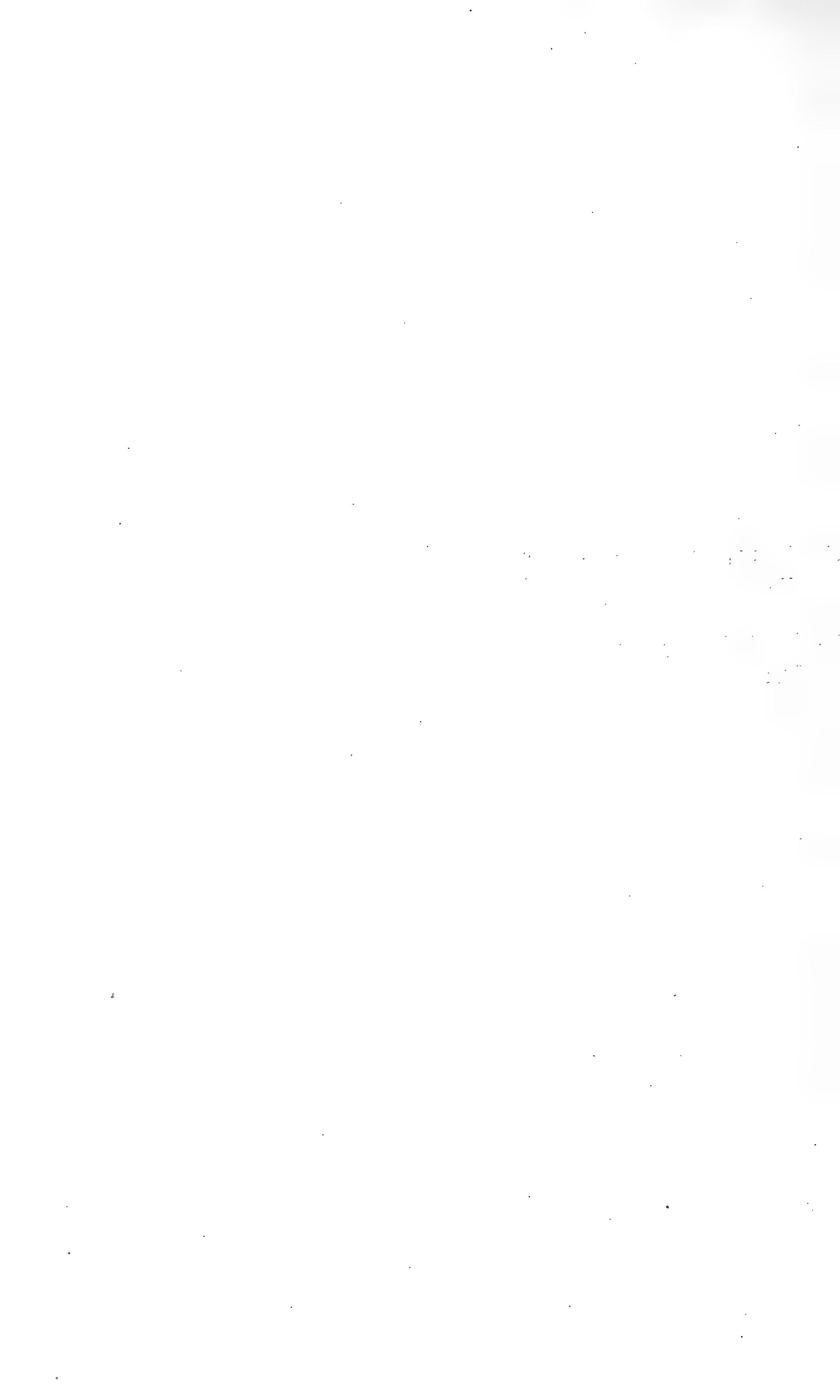
Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift oder den Monatsberichten sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling,**
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Wohnortsveränderungen, Herrn **Sammlungskustos Dr. Eberdt,**
   beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Blanckenhorn,** Halensee b. Berlin, Joachim-Friedrichstr. 57.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn **Professor Dr. Rauff,** Berlin N4, Invalidenstr. 44.
5. Die Beiträge sind an die J. G. COTTA'sche Buchhandlung Nachf., Berlin W 35, Schöneberger Ufer 39, durch direkte Übersendung einzuzahlen.

Inhalt des III. Heftes.

Aufsätze.

(Fortsetzung im nächsten Heft.)



14. Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen.

Von Herrn E. PHILIPPI † in Jena[1]).

(Hierzu Tafel IV und 23 Textfiguren.)

Inhaltsverzeichnis.

1. Einleitung.

Das Bild, das Geologen und Geographen vom Bau Thüringens entworfen haben, ist, bei aller Vielgestaltigkeit in den Einzelheiten, in großen Zügen ein ziemlich einfaches; das wesentlichste läßt sich in wenigen Sätzen wiedergeben. Thüringer Wald und Harz bilden nach der herrschenden Anschauung zwei Horste, zwischen denen während der Tertiärperiode das Thüringer Becken zur Tiefe gesunken ist. Da die Denudation in höher gelegenen Gebieten intensiver arbeitet, als in tieferen, so treffen wir die jüngeren Gesteine im Thüringer Becken, die älteren auf den Horsten an; hier sind die mesozoischen Gesteine fast vollständig abgetragen worden, es tritt daher entweder das flachgelagerte Rotliegende oder das alte, stark gefaltete Schiefergebirge zutage, das den Rumpf eines im Carbon aufgerichteten Hochgebirges darstellt. Die alte Abrasionsfläche des Schiefergebirges, auf der sich die permischen Gesteine ablagerten, ist durch junge Denudation auf weite Strecken wieder entblößt worden. Die heutige Thüringer Landschaft ist also nach der herrschenden Anschauung ein Produkt oligocäner und miocäner Gebirgsbildung und der denudierenden Kräfte, die im Anschluß an sie tätig waren. Zwischen der tertiären und der carbonischen Dislokationsperiode fanden stärkere Krustenbewegungen nicht statt; man kann hier lediglich säkulare Hebungen und Senkungen von verhältnismäßig geringer Intensität erkennen.

Dieser Auffassung gibt Johannes Walther beredten Ausdruck, wenn er, das Panorama des Langen Berges bei Amt Gehren schildernd, ausruft: „Aber so hoch auch die rotliegenden Gesteine des Thüringer Horstes sich über das Thüringer Tiefland erheben, so fordern doch auch sie uns auf, vergangener Perioden zu gedenken, als zur Tertiärzeit noch jüngere Schichten über ihnen aufgebaut waren. Die verstreuten Blöcke verkieselten Zechsteins bei Oberhof beweisen mit Sicherheit, daß auch der Thüringer Horst einmal von Zechstein überlagert war, und andere Betrachtungen führen zu dem Schluß, daß die gesamte Trias und die Liasformation darüber ausgebreitet waren.“ „Wenn wir uns erinnern, daß alle diese Schichten dereinst das Porphyrgebiet des Thüringer Horstes, ebenso wie die Schieferhöhen des Frankenwaldes überlagert haben, und daß das geologische Niveau, auf dem wir am Langen Berge stehen, etwa 1500 m höher liegt, als das gleiche Niveau unter dem Lias von Günthersleben, dann sehen wir im Geiste den großen Senkungsvorgang sich vollziehen, der während der Tertiärperiode das Thüringer Tiefland gegen die Thüringer Berge verschob,

und sehen in den seither abgetragenen Schichtentafeln den Betrag der langandauernden Abwaschung und Abtragung durch die atmosphärischen Kräfte.“[1])

Dieses klare und einfache Bild muß ich leider in wesentlichen Punkten umgestalten. Ich will versuchen, zu zeigen, daß sich zwischen die mitteltertiäre und die jungpaläozoische Gebirgsbildung sicher eine, wahrscheinlich aber mehrere Dislokationsperioden einschalten, die an Intensität die tertiäre übertreffen. Die eine von ihnen geht wahrscheinlich der Kreide unmittelbar vorauf, eine andere fällt in das Senon oder in den Anfang des Tertiärs. Viele von den Verwerfungen, die man bisher in Zusammenhang mit der mitteltertiären Dislokationsperiode gebracht hatte, sind nach der hier vertretenen Anschauung als erheblich älter aufzufassen; vielfach rissen aber auch im Tertiär Spalten wieder auf, die sich schon früher gebildet hatten. Die präoligocänen Gebirgsbildungen hatten zur Folge, daß in vielen Gebieten schon frühzeitig, weit vor der mitteltertiären Gebirgsbildung, die Decke der mesozoischen Gesteine entfernt wurde. Dabei wurde aber keineswegs die alte, präpermische Abrasionsfläche im Zusammenhange entblößt; die heutige, mehr oder weniger ebene Oberfläche des Schiefergebirges ist von dieser unabhängig und ist als eine im jüngeren Mesozoicum und im ältesten Tertiär angelegte Rumpffläche aufzufassen. Die mitteltertiäre Gebirgsbildung setzte ein, als die durch präoligocäne Dislokationen gebildeten Gebirge bereits zum größten Teile zu dieser Rumpffläche abgetragen worden waren; im Anschluß an diese Abtragung stellte sich eine äußerst tiefgründige Verwitterung ein. Die durch tertiäre Dislokationen entstandenen „Horste“ bildeten sich teilweise an den Stellen, an denen schon die präoligocänen Gebirgsbildungen Aufragungen geschaffen hatten; mit anderen Worten, die heutigen Gebirge Thüringens wurden bereits in präoligocäner Zeit vorgebildet, ihre heutige Höhenlage verdanken sie wohl tertiären und noch jüngeren Dislokationen, ihre plateauartige Oberfläche aber stammt aus älteren, präoligocänen Perioden.

---

[1]) Joh. Walther: Geologische Heimatskunde von Thüringen. Jena 1906, 3. Aufl., S. 127, 128.

Ich will nun versuchen, für die hier aufgestellten Behauptungen und die sich daran schließenden Folgerungen die nötigen Beweise zu erbringen.

2. Die präoligocäne Landoberfläche in der Ilmplatte; ihre Zerstörung im südlichen Teile der Saalplatte.

Die Hochfläche, welche das Thüringer Becken im Südosten begrenzt, hat Heinrich Credner[1]) als Saal- und Ilmplatte bezeichnet. Es ist jedoch diese „hügelige Hochfläche", wie sie H. Credner nennt, weder in geologischer noch in morphologischer Hinsicht ein einheitliches Gebilde. Schon Regel[2]) trennt die aus Muschelkalk bestehende Ilmplatte samt ihren Zeugenbergen am Ostufer der Saale von den Buntsandsteingebieten der Heide und der Saalplatte. Während er die erstere noch der Thüringischen Hochebene zuzählt, führt er letztere als „östliche Vorstufe" auf. Wir werden sehen, daß die morphologischen Unterschiede zwischen Ilm- und Saalplatte hauptsächlich darauf beruhen, daß in jener eine uralte präoligocäne Landoberfläche sich erhalten hat, während sie in dieser zerstört ist.

Am besten gehen wir von der Umgegend von Jena aus, da dies wohl der bekannteste Teil des östlichen Thüringens ist, und da hier durch eine sehr sorgfältige Neuaufnahme die geologischen Verhältnisse neuerdings ganz klargestellt sind. Die „Berge", welche die freundliche Musenstadt so malerisch einrahmen, sind bekanntlich nichts anderes als die Abstürze eines Plateaus, dessen schwach wellige Oberfläche man sehr gut vom Napoleonstein, dem Forstturm oder einem anderen hochgelegenen Punkte überblickt. Man kann nun in der unmittelbaren Nachbarschaft von Jena unschwer feststellen, in welcher Zeit die Oberfläche des Plateaus entstanden ist. Allenthalben finden sich über die Höhen zerstreut, besonders massenhaft auf dem Forstplateau, Quarzschotter und -kiese, die man wohl mit Recht als oligocän[3]) ansieht. Man muß annehmen,

---

[1]) Heinr. Credner: Übersicht d. geognostischen Verhältnisse Thüringens und des Harzes. Gotha 1843, S. 23.

[2]) Regel: Thüringen. Ein geographisches Handbuch. Jena 1892, I, S. 77.

[3]) Neuerdings wird von v. Linstow u. a. behauptet, daß die untere Braunkohlenformation teilweise oder ganz dem Eocän zuzurechnen sei; sichere Beweise sind jedoch für diese Anschauung nicht zu erbringen. Im übrigen ist diese Frage für unsere Betrachtungen ohne größere Bedeutung. Die Vorgänge und ihre Reihenfolge bleiben dieselben, nur

daß diese Flußablagerungen eine ursprünglich nahezu ebene Fläche weithin überdeckt haben, die höchst wahrscheinlich sich nur sehr wenig über das Meeresniveau erhob. Wenn wir nun die Oligocän-Schotter auf Blatt Jena heute in einer Höhe von etwa 330 bis 400 m finden, so müssen wir annehmen, daß sie nach ihrer Ablagerung eine bedeutende Hebung erfahren haben; die ungleiche Höhenlage deutet aber auch darauf hin, daß mit dieser Hebung Dislokationen, von allerdings nicht sehr großer Bedeutung, in Verbindung standen.

Konstruieren wir uns nun aus den Oligocänfetzen des Kartenblattes Jena die alte, präoligocäne, seither gehobene und etwas verbogene Landoberfläche, so sehen wir, daß die heutige Plateauoberfläche nicht sehr wesentlich von ihr abweicht. Die wellige Hochfläche des Kartenblattes Jena ist also die nur wenig veränderte präoligocäne Landoberfläche, auf der die oligocänen Quarzschotter ursprünglich abgesetzt wurden.

Diese präoligocäne Landoberfläche ist nun auf dem Kartenblatte Jena keine Schichtfläche, sie schneidet vielmehr die Schichten in einem allerdings sehr spitzen Winkel. Dies geht allein schon aus der Unterlage der Oligocänschotter hervor. Sie liegen nämlich auf dem Nordwestteile des Blattes, zwischen Saale und Leutra, auf Lettenkohle, Oberem und Mittlerem Muschelkalk, im Forstplateau und östlich von der Saale aber auf Unterem Muschelkalk. Wandert man über die Plateaus ostwärts, so gelangt man bei annähernd gleicher Meereshöhe, also auf der alten präoligocänen Landoberfläche in ziemlich kurzem Abstand von der Lettenkohle bis zum Buntsandstein. Daß auch der Buntsandstein in der Saalplatte nicht erst durch postoligocäne Erosion freigelegt worden ist, beweist seine Überdeckung durch Oligocän in der Umgegend von Waldeck, Eisenberg und Tautenhain und die außerordentlich tiefgründige Zersetzung und Bleichung, wie sie in den Kaolingruben von Eisenberg wahrzunehmen ist; hierin hat man aber nach Wüst u. a. wohl mit Recht alttertiäre, vielleicht sogar noch ältere Verwitterungserscheinungen zu erblicken.

Verfolgt man die Hochfläche von Jena aus Saale-abwärts, so gestalten sich die Verhältnisse womöglich noch klarer. Noch deutlicher als bei Jena, tritt in der Gegend von Naumburg und

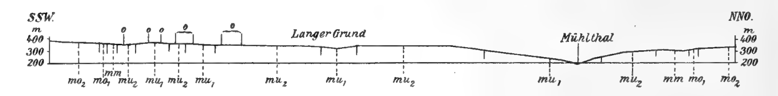
---

müßte man ihr Alter teilweise etwas zurückverlegen. Näheres über diese Frage, auch die einschlägige Literatur findet man bei E. Wüst: Die erdgeschichtliche Entwickelung und der geologische Bau des östlichen Harzvorlandes. Heimatskunde des Saalkreises. Halle 1908, S. 69.

zwischen Freyburg und Querfurt der Plateaucharakter hervor. Auch hier beweist die Lage des Oligocäns auf verschiedenalterigen Gesteinen, daß die Oberfläche des Plateaus nicht mit einer Schichtfläche zusammenfällt, sondern eine präoligocäne Abtragungsfläche darstellt, welche die Schichten schneidet. So lagert auf dem Meßtischblatte Naumburg Oligocän teils auf Mittlerem, teils auf verschiedenen Stufen des Unteren Muschelkalks und an einer Stelle sogar auf Oberem Buntsandstein.

Die präoligocäne Landoberfläche liegt bei Naumburg durchschnittlich 230 bis 250 m über dem Meeresspiegel; sie steigt also bis in die Gegend von Jena um ca. 100 bis 150 m an, während das Gefäll der Saale auf dieser Strecke nur ca. 40 m beträgt.

Nehmen wir an, daß die präoligocäne Landoberfläche südlich von Jena etwa mit der gleichen Böschung ansteigt, wie zwischen



(Maßstab 1 : 75000, in Höhe und Länge gleich.)

Fig. 1.

Profil durch das Forstplateau bei Jena.

mu_1 Unterer Wellenkalk. mu_2 Oberer Wellenkalk. *mm* Mittlerer Muschelkalk. mo_1 Trochitenkalk. mo_2 Nodosenkalk. *o* Oligocäne Kiese.

Jena und Naumburg, so dürfen wir erwarten, sie in der Gegend von Rudolstadt bei etwa 500 m Meereshöhe anzutreffen. Tatsächlich erreichen auch auf dem westlichen Saalufer die Muschelkalkflächen diese Meereshöhe[1]). Wir finden hier allerdings nicht mehr die ausgesprochenen Plateauformen der Naumburger Gegend, aber die Landschaft trägt, von den jungen Erosionstälern abgesehen, immer noch den Charakter einer welligen Hochfläche, deren einzelne Erhebungen sehr flach und sanft geböscht sind. Auch hier ist wohl auf den Höhen noch nicht viel von der alten Landoberfläche zerstört. Darauf deutet auch das gelegentliche Vorkommen von Oligocän auf den Blättern Blankenhain und Stadt Remda hin.

Anders liegen die Verhältnisse in den ausgedehnten Buntsandsteingebieten östlich von der Saale, die man wohl unter den Bezeichnungen „die Heide“ und das „Altenburger Holzland“

---

[1]) Die Berge in der Umgebung von Teichel haben Meereshöhen von 485—521 m. Bis zur gleichen Höhe steigt der Muschelkalkrücken westlich von Zeigerheim an.

zusammenfaßt. Hier ist der Plateaucharakter völlig verloren gegangen; von einem hochgelegenen Punkte aus schweift der Blick über ein höchst unregelmäßiges Gewirr von bewaldeten Rücken und Kuppen, deren Gipfelhöhe im allgemeinen 400 m nicht übersteigt[1]), während westlich von der Saale der Muschelkalk bis zu 521 m Meereshöhe sich erhebt. Nur dort, wo sich infolge von Grabenversenkungen Muschelkalk in dem Buntsandsteingebiet östlich von der Saale erhalten hat, wie in der Leuchtenburg-Scholle und im Kulm bei Saalfeld, ragen isolierte Zeugenberge 50 bis 100 m über das mittlere Niveau der Buntsandsteinhöhen auf und erreichen nahezu die Höhenlage der westlich gelegenen Muschelkalkplateaus.

Der Landschaftscharakter der Heide und des Altenburger Holzlandes deutet darauf hin, daß hier, wegen der leichteren



(Maßstab 1 : 75000, in Höhe und Länge gleich.)

Fig. 2.

Profil durch das Buntsandsteingebiet der Heide bei Saalfeld.

Zerstörbarkeit der Gesteine, die präoligocäne Landoberfläche bereits völlig der Vernichtung anheimgefallen ist; nur in den isolierten Muschelkalkkuppen hat sie sich, wenn auch nicht völlig unverändert, erhalten können. Bestärkt wird unsere Annahme durch die Beobachtung, daß in dem gesamten Buntsandsteingebiet südlich von der Roda sich auch nicht mehr eine Spur von Oligocän vorfindet.

3. Die Hochfläche des Schiefergebirges, keine präpermische Abrasionsfläche, sondern ein Teil der präoligocänen Landoberfläche.

Breite und sehr tiefe Erosionsfurchen trennen das Triasgebiet des südöstlichen Thüringens fast überall von den paläozoischen Schiefern. Diese Einschnitte mußten sich bilden, weil gerade an der Basis der Trias sehr leicht zerstörbare Gesteine, wie der Untere Buntsandstein, sowie die Zechstein-Mergel und -Gipse zutage treten. So läßt sich denn ein zusammen-

---

[1]) Nur im südlichen Teile dieses Gebietes erhebt sich der Buntsandstein in einzelnen Kuppen bis über 430 m.

hängender Zug tiefer Einsenkungen von Blankenburg über Saalfeld nach Pößneck, von da durch den Orlagau über Triptis bis zum Elstertale in der Gegend von Weida verfolgen. Diese ununterbrochene Kette von tiefen und breiten Tälern wird jedoch nicht von einem einheitlichen Flusse durchströmt. Schwarza und Orla benutzen sie eine Zeitlang, im übrigen enthält sie nur unbedeutende Bäche. Auch in der Vorzeit lagen die Verhältnisse nicht sehr wesentlich anders, nur floß wahrscheinlich die Orla[1]) durch diese breite Depression der Saale bei Saalfeld zu, statt im schmalem Erosionstale das Buntsandsteingebiet zu durchbrechen und erst bei Orlamünde sich mit der Saale zu vereinigen.

Auf den ersten Blick muß es befremdlich erscheinen, daß die Saale sich in harter Arbeit lieber durch das Muschelkalkplateau hindurchfraß, statt dieses breite Tal, das im Gebiete leicht zerstörbarer Gesteine angelegt wurde, zu durchströmen. Wir werden später für dieses anscheinend widersinnige Verhalten eine Erklärung in der Annahme finden, daß den Flüssen des Schiefergebirges, besonders der Saale, ihr Lauf vorgeschrieben wurde bereits zu einer Zeit, in der die tiefe Furche des Orlagaues noch nicht vorhanden war. Als sie später entstand, hatte sich die Saale bereits so tief in die Triasplatte eingegraben, daß sie nicht mehr imstande war, die einmal eingeschlagene Richtung zu verlassen.

Der tiefe und breite Talzug zwischen Blankenburg und der Elster hat aber in anderer Richtung eine sehr bedeutsame Folge gehabt; er hat es nämlich verursacht, daß der nordwestliche Rand des Schiefergebirges längs dieser ganzen Strecke sehr stark erodiert worden ist. Wir sehen infolgedessen am Nordwestrande des Schiefergebirges zunächst nichts, was auf Plateaucharakter hindeutet. In gerundeten Rücken, die im Cambrium steile, in den Culmgebieten aber recht flache Böschungen besitzen, fällt das Schiefergebirge zu jener Tiefenlinie ab. Gerade hier, an der Grenze von Zechstein und gefaltetem Altpaläozoicum, sollte man aber ausgedehnte Plateauflächen erwarten, falls, wie bisher meist angenommen, die alte präpermische Abrasionsfläche neuerdings auf weite Strecken entblößt worden wäre. Allein die Grenze von Zechstein und Schiefergebirge tritt in den Formen der Landschaft nirgends hervor. Vergeblich wird man, z. B. auf Blatt Ziegenrück, nach ebenen Flächen suchen, die an der Grenze von Zechstein und Culm durch moderne Bloßlegung der alten

---

[1]) Liebe u. Zimmermann: Erläut. z. Blatt Ziegenrück, S. 35.

Abrasionsfläche entstanden sein könnten. Nicht auf den flachgeböschten Höhen, in denen das Schiefergebirge sich nach Nordwesten senkt, sondern nur in tiefen Flußtälern oder in künstlichen Aufschlüssen wird die Auflagerung des Zechsteins auf den alten Schiefern erkennbar.

Erst wenn man, weit entfernt von der Zechsteingrenze, die Höhe des Schiefergebirges erreicht hat, zeigt sich wieder mehr oder weniger ausgesprochener Plateaucharakter. Er ist häufig geschildert worden, schon einer der ersten Erforscher des Thüringer Waldes, Joh. Ludw. Heim, hat die Plateauformen des östlichen Thüringer Waldes und des Frankenwaldes scharf betont.

Allerdings ist im nordwestlichen Teile des Schiefergebirges, im Gebiete der Schwarza und Loquitz, die alte Hochfläche nur noch in ziemlich geringen Resten erhalten. Jedoch besitzen auch hier die einzelnen Berge auffallend gleiche Höhe und flache oder nur schwachgerundete Gipfel; denken wir uns die tiefen Erosionstäler zwischen ihnen ausgefüllt, so erhalten wir wohl auch hier eine alte Plateauoberfläche. Ganz außerordentlich deutlich ist aber der Plateaucharakter weiter im Südosten, im Gebiete der Frankenwälder Culmmulde entwickelt. An sehr vielen Stellen haben die Flüsse hier noch sehr wenig Erosionsarbeit verrichtet, ja manche Gebiete sind heute noch nahezu abflußlos. Dies dürfte besonders für die merkwürdige Seenplatte zwischen Ziegenrück, Schleiz und Triptis gelten. Wenn auch die unzähligen Seen und Teiche hier zum größten Teile künstlich sind, so ist ihre Aufstauung mit äußerst geringen Mitteln doch nur in einer Landschaft denkbar, deren Entwässerung auch ursprünglich schon sehr unvollständig war.

Johannes Walther[1]) hat in sehr anschaulichen Worten die eintönige Culmhochfläche geschildert: „Steiniges Ackerland wird von kleineren und größeren Waldungen unterbrochen. Wo der Verwitterungsschutt etwas tiefer liegt, sammelt sich das Wasser zu Sümpfen und Teichen. In der Flur von Knau liegen 99 Teiche, auf dem Gebiete von Pörmitz sammeln sich 107 stehende Gewässer. Tagelang können wir von Saalburg auf der Hochebene nach N und W wandern, ohne einem wesentlichen Wechsel in den Formen flacher Bergrücken und geringfügiger Talsenken zu begegnen."

Wiewohl Joh. Walther wie nur wenige andere das Charakteristische dieser merkwürdigen Landschaft erfaßt hat,

---

[1]) Geolog. Heimatskunde von Thüringen, 3. Aufl., S. 190.

so ist er doch, wenigstens nach meiner Überzeugung, nicht zu einer richtigen genetischen Auffassung der Hochfläche gelangt.

Nach seiner Anschauung ist die heutige Hochfläche des Frankenwaldes nichts anderes als die uralte, kürzlich wieder freigelegte Auflagerungsfläche, in der die permischen Gesteine das gefaltete Schiefergebirge überlagern. Diese Auffassung tritt überall, wo er



Fig. 3.

Blick vom Wasserwerk Schleiz nach SO auf die vogtländische Hochfläche.

SSW. NNO.
m 500 400 — m 500 400

(Maßstab 1 : 75 000. Höhe und Länge gleich.)

Fig. 4.

Durchschnitt durch die Culmhochfläche des östlichen Thüringer Waldes auf Blatt Knau.

von der Hochfläche des Schiefergebirges spricht, klar zutage. So sagt er im Jahre 1897[1]): „Obwohl wir wissen, daß hier Cambrium, Silur, Devon und Culm mit sehr verschiedenartigen Gesteinen das Felsgerüst der Erde zusammensetzen, bilden doch alle Höhen ein gleichmäßiges Niveau, wir sehen eine Landschaft, deren wesentlichste Formen vor vielen Millionen Jahren angelegt wurden; unser Auge schweift über eine Denudationsfläche, die schon am Schluß der Steinkohlenzeit das Tageslicht erblickt hat.“ In dem gleichen Sinne spricht er

[1]) Thüringer Landschaftsformen, erläutert aus ihrem geologischen Bau. Verhandl. d. XII. Dtsch. Geogr.-Tages, Jena 1897, S. 214.

sich noch ein Jahrzehnt später aus[1]): „Wir wissen, daß nach der Obercarbonzeit Zechstein, Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper und Lias in einer Mächtigkeit von über 1500 m über die abgetragenen Falten hinweg gebreitet waren und später bis auf kleine Reste wieder entfernt wurden, so daß ein Landschaftsbild zum zweiten Male das Tageslicht erblickt, das schon das Klima der Obercarbon- und Permperiode gesehen hat."

Mit dieser Auffassung, daß die heutige Hochfläche des Schiefergebirges eine alte permische Landoberfläche sei, steht Joh. Walther keineswegs allein. Man darf behaupten, daß für Thüringen bisher kaum eine andere Deutung versucht worden ist, und auch für die übrigen deutschen Mittelgebirge dürfte sie auch heute noch die herrschende sein.

So sagt im Jahre 1892 Regel[2]): „Indem die letztere (die Dyas- und Triasformation) im Verlaufe der neueren Festlandszeit fast gänzlich der Zerstörung anheimfiel, kam allmählich das alte Grundgebirge zum Vorschein: im Vogtländischen Bergland, im Franken- und teilweise auch noch im Thüringerwald das alte Abrasionsplateau der Carbonzeit, im eigentlichen Thüringerwald das vielgestaltige Kuppengebirge der Rotliegendzeit."

Der gleichen Ansicht ist Supan[3]), wenn er schreibt: „Denudationsperiode der Gegenwart. Zechstein und Trias wurden von den Höhen des Gebirges abgeschwemmt, das dadurch mindestens um 1200 m erniedrigt worden ist. Im Südosten wurde die Abrasionsfläche entblößt, im Nordwesten hat die Denudation die härteren Gesteine, besonders den Porphyr, aus den weicheren herauspräpariert und dadurch mannigfaltigere Formen geschaffen." Nicht so bestimmt drückt sich Zimmermann aus, wenn er sagt[4]): „Auf welche Zeit erstmalig der Peneplain-Charakter des Thüringer Waldes, der schon des scharfsinnigen J. L. Heim Verwunderung erregte und von ihm eine weitläufige Besprechung erfuhr, zurückzuführen ist, ob auf die marine Abrasion zu Beginn der Zechsteinzeit, oder auf die terrestre Denudation zu Beginn der Tertiärzeit, ist noch unentschieden." Doch scheint er eher die erstgenannte Möglichkeit ins Auge zu fassen, da er an einer anderen Stelle[5]) des gleichen Werkes schreibt: „Aber es besteht immerhin eine gewisse Wahrscheinlichkeit, daß der schon 1796 von J. L. Heim

---

[1]) Geolog. Heimatskunde, S. 126.

[2]) Thüringen I, S. 236.

[3]) A. Supan: Physische Erdkunde. 4. Aufl. 1908, S. 665.

[4]) Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen. Hildburghausen 1902, S. 479.

[5]) Ebenda, S. 391.

als etwas Eigenartiges und Nichtzuerwartendes erkannte, plateauartige Charakter der Gipfelhöhen des Schiefer- wie auch des Rotliegendgebirges auf die Abrasion durch die Wellen des Zechsteinmeeres zurückzuführen ist."

Auch in den übrigen deutschen Mittelgebirgen ist die so weit verbreitete Hochfläche bis in die neueste Zeit meist als die permische Abrasionsebene aufgefaßt worden. Hier genügt es, einige Stichproben zu geben. So führt F. JAEGER[1]) aus: „Die Reste der Westsüdwest—Ostnordost streichenden Falten des alten Gebirges sind uns im Rheinischen Schiefergebirge, im Odenwald und Spessart, im Schwarzwald und den Vogesen erhalten. Die einst wohl hochgetürmten Ketten wurden, sei es durch die Meeresbrandung, sei es durch die zerstörenden Kräfte des Festlandes, zu einer schwach welligen Rumpffläche abgetragen, auf welcher die jüngeren Sedimente aufliegen. Diese Rumpffläche tritt uns in den Höhen der genannten Gebirge entgegen, soweit sie nicht durch jüngere Sedimente überdeckt sind." Noch in neuester Zeit wurde diese Anschauung besonders von LORENZ[2]) vertreten, wenn er schreibt: „So sehen wir jetzt auf den Horsten die mesozoische Sedimentdecke fast verschwunden, so daß die alte Abrasionsfläche der postcarbonischen Meeresüberflutungen uns heute als Plateaufläche entgegentritt."

Mittlerweile hat sich aber, besonders im Rheinischen Schiefergebirge, eine andere Auffassung der Hochfläche in den deutschen Mittelgebirgen angebahnt. Die erste Andeutung in dieser Richtung enthält eine Bemerkung von PHILIPPSON[3]), der bei einer Besprechung der Restschollen von Buntsandstein auf der Höhe des Rheinischen Schiefergebirges ausführt: „Hier liegt also der Buntsandstein auf der Rumpffläche; an anderen Stellen aber liegt die Oberfläche einer Buntsandsteinscholle in der Rumpffläche, die vom Devon über die Trias ziemlich gleichmäßig hinzieht (so bei Gerolstein und Hillesheim). Letztere Schollen sind an Verwerfungen in das Devon eingesunken und dann später mit diesem eingeebnet worden. Wenn also die Rumpffläche im großen und ganzen älter oder gleichalterig mit dem Buntsandstein ist, so hat sich doch jedenfalls die Einebnung noch nach dem Buntsandstein fortgesetzt."

---

[1]) F. JAEGER: Über Oberflächengestaltung im Odenwald. Stuttgart 1904, S. 242.

[2]) TH. LORENZ: Über den Gebirgsbau Mitteldeutschlands. Ber. d. Versammlung d. Niederrhein. geolog. Vereins 1907. Bonn 1908, S. 33.

[3]) A. PHILIPPSON: Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. Verhandl. d. XIV. Deutsch. Geogr.-Tages, Köln 1903, S. 195.

Sehr viel bestimmter aber hat sich in neuester Zeit E. KAISER[1]) über diesen Punkt geäußert: „Es ist nun nicht zu bestreiten, daß, wenn wir von einem höheren Punkte aus über die Höhen des Rheinischen Schiefergebirges hinwegschauen, wir alle die Höhen und Höhenzüge sich zu einer gleich hohen, fast ebenen Fläche sich ergänzen sehen. Dieses soll nach der so oft und noch in jüngster Zeit ausgesprochenen Ansicht die alte Peneplainfläche sein, die sich schon in jungcarbonischer, bzw. permischer Zeit ausgebildet habe. Ich glaube, daß wir darin vielmehr die Fläche der tertiären Abtragung in unserem Gebiete erblicken müssen, eine Fläche im wesentlichen subaerischer Abtragung, deren späteres Zerschneiden und Auflösen in einzelne Bergzüge sich erst in pliocäner und diluvialer Zeit vollzog.“

Meine Anschauung der Mittelgebirgs-Hochfläche deckt sich in den meisten Punkten mit der E. KAISERS. Auch ich glaube daß man es nicht mit der alten, präpermischen Abrasionsfläche, sondern mit einer verhältnismäßig jugendlichen und nur durch subaerische Denudation hervorgerufenen Peneplain zu tun hat. Nur vermute ich, daß wenigstens in Thüringen die Ausbildung der Peneplain zum größten Teile noch ins Mesozoicum fällt, daß sie bereits vor Ablagerung der oligocänen Schotter vollendet war und schon vom Oligocän ab durch Flußerosion zerschnitten wurde.

Daß die heutige Hochfläche des Schiefergebirges nicht die alte, präpermische Abrasionsfläche sein kann, geht ebenso klar aus theoretischen Betrachtungen wie aus vorurteilslosen Beobachtungen im Gelände hervor.

Eine ursprünglich nahezu ebene, auch heute noch nirgends steilgestellte Fläche, wie es die präpermische Abrasionsebene ist, kann nur durch eine flächenhaft wirkende Denudation über weite Strecken wieder entblößt werden. Jede andere Art der Denudation muß hingegen diese Fläche zerstückeln.

Als Faktoren, welche eine flächenhaft wirkende Denudation hervorrufen können, kommen wohl nur das Meer und der Wind in Frage. Nun wird niemand, der die geologische Geschichte des Thüringischen Schiefergebirges kennt, behaupten wollen, daß die postcarbonen Flözformationen von ihrer altpaläozoischen Unterlage durch marine Abrasion entfernt worden seien. Sicherlich hat wohl während der ganzen Abtragungsperiode niemals

[1]) E. KAISER: Die Entstehung des Rheintals. Gesellsch. Deutsch. Naturf. u. Arzte, Verhandl. 1908. Leipzig 1909, S. 8.

ein Meer die Gegend des heutigen Thüringer Waldes überflutet. Das Meer der Oberen Kreide drang wohl nur bis in das heutige Thüringer Becken ein, das Oligocänmeer überschritt aber nicht wesentlich die Linie Bernburg—Halle—Leipzig in südlicher Richtung. Hätte aber irgendein Meer die Gegend des Thüringer Waldes bespült und sich an der Abtragung der mesozoischen Flözdecke beteiligt, so hätte es sicher auch irgendwelche Sedimente hinterlassen; von diesen aber kennen wir auch nicht die geringste Spur.

Ebensowenig wie das Meer kann der Wind bei der Abtragung der Flözformationen eine erhebliche Rolle gespielt haben. Wir dürfen wohl mit Recht annehmen, daß das Klima Mitteldeutschlands am Ende des Mesozoicums und zu Beginn der Tertiärzeit warm und feucht, daher einem üppigen Pflanzenwuchse sehr günstig war. Unter diesen Umständen scheint aber eine Winderosion in großem Maßstabe ausgeschlossen zu sein.

Selbst wenn Meer oder Wind die Abtragung des Flözgebirges im östlichen Thüringer Wald und im Frankenwalde bewirkt hätten, so wäre es immer noch höchst merkwürdig, wenn sie auf einige Meter genau die alte Abrasionsfläche freigelassen hätten. Zu verstehen wäre dies nur, wenn die alten Schiefer äußerst widerstandsfähig, die Flözformationen aber sehr leicht zerstörbar wären. In diesem Falle wäre es denkbar, daß lockere Massen von einer sehr harten, schwer angreifbaren Tafel abgespült wurden, ohne daß die Oberfläche der Tafel sehr wesentlich bei diesem Prozesse angegriffen wurde. Allein so liegen die Verhältnisse in Wirklichkeit keineswegs. Das Flözgebirge enthält, z. B. im Muschelkalk und im Unteren Zechstein, äußerst widerstandsfähige Horizonte und ist in seiner Gesamtheit wohl nicht viel leichter zerstörbar als das alte Schiefergebirge.

Flächenhaft wirkende Denudation hat also bei der Abtragung der Flözformationen im Schiefergebirge keine oder nur eine ganz unbedeutende Rolle gespielt. Im wesentlichen dürfte nur die linear in die Tiefe wirkende Flußerosion in Frage kommen. Diese aber kann eine mehr oder weniger horizontale Fläche, wie die präpermische Abrasionsebene es ist, nur zerschneiden oder zerfetzen, niemals aber über weite Strecken entblößen.

Die Zerstückelung der alten Abrasionsfläche können wir auch heute noch sehr schön an der Grenze von Flöz- und Schiefergebirge wahrnehmen. Nach der älteren Auffassung sollte gerade hier die Abrasionsfläche am frischesten zutage treten, etwa wie ein subglazial geschrammter Untergrund dort

am besten erhalten ist, wo eben erst die schützende Moränendecke entfernt wurde.

Allein davon sehen wir nichts, weder auf der Höhe des Thüringer Waldes in der Gegend von Masserberg und Neuhaus a. R., wo Rotliegendes den cambrischen Schiefern auflagert, noch bei Saalfeld oder am Südostrande des Orlagaues, wo Zechstein auf Devon und Untercarbon lagert.

Die fluviatile Erosion hat hier überall das alte Schiefergebirge und die flach gelagerte Decke jüngerer Sedimente zerstückt, ohne auf die präpermische Abrasionsfläche Rücksicht zu nehmen. Wir sehen flachere oder steilere Rücken, deren höchste Teile der permischen Decke, deren Basis aber schon dem Schiefergebirge angehört, ohne daß die Grenze zwischen beiden Gesteinen in der Landschaft deutlich hervortritt. Niemals ist hier die alte Abrasionsebene als größere zusammenhängende Fläche entblößt, fast immer sehen wir sie nur im Anschnitt, im Profil.

Erst wenn wir vom Schwarzatale weiter nach Westen wandern oder vom Orlagau in südlicher Richtung auf die Höhe des Frankenwaldes steigen, so begegnen wir schwachwelligen Hochflächen, die aber hier in keiner Verbindung mit den permischen Deckgesteinen stehen. Diese Hochfläche liegt, geologisch gesprochen, sicher viel tiefer und ist in einer viel späteren Zeit angelegt worden, wie die präpermische Abrasionsfläche.

Fragen wir uns nun: Welchen Ursprung hat die Hochfläche des Schiefergebirges, und zu welcher Zeit wurde sie angelegt, wenn sie nicht als die alte, präpermische Abrasionsfläche gedeutet werden kann? Auf der Höhe des Thüringer und Frankenwaldes erhalten wir keine befriedigende Antwort. Wenn wir aber die Hochfläche von hier aus in das Vogtländische Bergland verfolgen, so sehen wir sie ganz allmählich in tieferes Niveau hinabsteigen, ohne auch nur im geringsten ihren morphologischen Charakter einzubüßen. Schließlich aber beobachten wir, daß die Oberfläche der alten Schiefer von oligocänen Schottern überdeckt wird. (Wo die Bedeckung mit Oligocän beginnt, ist zur Zeit noch eine strittige Frage. Auf den Meßtischblättern hat sowohl die preußische wie die sächsische geologische Landesanstalt die Quarzschotter, welche ungefähr in halber Höhe der Hochfläche den Lauf der Elster aufwärts bis Ölsnitz begleiten, als Oligocän kartiert. Auf der kürzlich erschienenen Übersichtskarte des Königreichs Sachsen[1]) führt

[1]) Leipzig 1908.

jedoch Credner diese Schotterzüge als Quartär auf. Wie mir Herr Professor Zimmermann freundlich mitteilte, stützt sich diese Auffassung auf vereinzelte Funde von Feuerstein, die häufiger bei Greiz und Berga, seltener aber auch noch bei Plauen gemacht worden sind. Paläontologische Anhaltspunkte fehlten leider völlig. Sehr merkwürdig sei es, daß zusammen mit den Feuersteinen, die im übrigen durchaus baltischen gleichen, noch nie ein anderes Geröll nordischer Herkunft gefunden worden ist; auch Dalaquarzit und Skolithensandstein, die in nordisch-glazialen Ablagerungen soweit verbreitet sind und äußerst schwer verwittern, fehlten in diesen Schottern völlig. So möchte denn Zimmermann annehmen, daß die Feuersteine der fraglichen Schotter vielleicht nicht von Norden stammen[1]), sondern aus autochthonen, seither völlig zerstörten Ablagerungen herrühren.

Es dürfte übrigens außerordentlich schwer sein, die Schotter des Elstertales von den im Habitus ganz gleichen Ablagerungen der Gegend von Zeitz-Ronneburg-Schmölln zu trennen, deren oligocänes Alter unbestreitbar ist.)

Im übrigen steht und fällt die uns interessierende Frage nicht mit der Altersbestimmung der Schotter des Elstertales, von Weida und von Berga. Denn östlich von Gera treten zweifellos oligocäne Schotter auf, die für uns von gleicher Bedeutung sind, wie jene weiter im Süden gelegenen, falls diese sich als oligocän erweisen. Diese Oligocänschotter, welche zu beiden Seiten der Bahnstrecke Gera-Gößnitz weite Flächen überdecken, liegen nämlich teilweise auf dem alten Schiefergebirge, Silur und Devon. Sie beweisen also, daß hier qereits zur Oligocänzeit das alte Schiefergebirge seiner Flözgebirgsdecke beraubt war.

Das Bild des Kartenblattes Ronneburg ist aber noch in anderer Hinsicht sehr lehrreich. Die Oligocänschotter liegen nämlich nicht nur auf alten Schiefern, sondern auf Rotliegendem, Zechstein und Unterem Buntsandstein. In der präoligocänen Landoberfläche traten also hier ebenso das Schiefergebirge, wie der untere Teil des Flözgebirges zutage. Verfolgen wir aber die Oligocänfetzen weiter nach Westen, so gelangen wir über das Buntsandsteingebiet bei Eisenberg auf die Plateauflächen um Jena, die wir bereits im ersten Kapitel als präoligocäne Peneplain erkannt haben.

Die Situation ist also folgende: Eine präoligocäne Landoberfläche läßt sich, mehr oder minder gut als Hochfläche er-

[1]) Ein großer Teil der fraglichen Schotter liegt bereits jenseits der Südgrenze nordischer Geschiebe.

halten und durch aufgelagerte Oligocänfetzen bewiesen, aus der Umgegend von Jena bis mindestens in die Gegend von Ronneburg nachweisen. In dieser alten Landoberfläche treten im Westen obere und mittlere Trias, in der Mitte Buntsandstein, im Osten Perm und altes Schiefergebirge zutage.

In der Gegend von Ronneburg geht diese unbestreitbare präoligocäne Landoberfläche ganz allmählich und ohne jeden Absatz in die Plateauflächen über, die langsam zu den Hochflächen des Frankenwaldes und östlichen Thüringer Waldes ansteigen. Es sind zwar die Hochflächen der Jenaer Gegend und die des Frankenwaldes in der Luftlinie durch das tief erodierte Gebiet des Orlagaues und des Altenburger Holzlandes von einander getrennt, sie verbinden sich aber in dem Bogen über Ronneburg zu einem morphologisch unteilbaren Ganzen, das in seiner Gesamtheit als präoligocäne Landoberfläche aufgefaßt werden muß. Wenn heute Thüringer Wald und Triasvorland in der Saalfelder Gegend scharf voneinander absetzen, so beruht dies im wesentlichen auf postoligocäner Erosion; hätte diese nicht ihre Tätigkeit ausgeübt, so würden die Plateauflächen des Thüringer Waldes allmählich in die des Triasgebietes übergehen, wie dies weiter im Osten tatsächlich der Fall ist.

Ist dieser Gedankengang richtig, so muß das Schiefergebirge schon vor der Oligocänzeit auf weite Strecken seiner Flözgebirgsdecke beraubt gewesen sein; zum mindesten überall dort, wo das Gebirge Plateaucharakter besitzt, wo also seine Oberfläche als präoligocäne Landoberfläche aufzufassen ist.

Diese Annahme läßt sich nun ganz unabhängig von der bisherigen Erörterung direkt aus der Lage und Beschaffenheit der oligocänen Schotter beweisen.

Zur Zeit des Unter-Oligocäns wurde die Leipziger Bucht und der ihr benachbarte Teil des Thüringer Beckens durch ungeheure Massen von Kies, Sand und Ton überschüttet. Man ist sich darüber einig, daß diese Sedimente die letzten, nicht weiter zersetzbaren Verwitterungsprodukte eines bereits sehr lange entblößten Schiefergebirges darstellen, die durch Flüsse in die Niederungen hinabgetragen wurden. Den Ursprung dieser Massen hat man von jeher, und wohl mit Recht, im Vogtlande, im Franken- und östlichen Thüringer Walde gesucht. Diese Gebiete mußten also schon lange vor dem Oligocän ihrer Flözgebirgsdecke beraubt und sehr intensiver und tiefgründiger chemischer Verwitterung ausgesetzt gewesen sein, um bei ein-

tretender Hebung so außerordentlich große Massen von total zersetztem Schiefergebirgsschutt an tiefergelegene Gebiete abgeben zu können.[1])

Es ist übrigens mehr als wahrscheinlich, daß durchaus nicht die gesamte präoligocäne Verwitterungsdecke des Schiefergebirges zur Zeit des Oligocäns abgetragen wurde. Da die Abtragung im wesentlichen durch fließendes Wasser erfolgte, so konnte sie nur dort vor sich gehen, wo Bäche oder Rinnsale in die präoligocäne Landoberfläche sich einschnitten. Eine ganz vollständige Abtragung des gelockerten Materials wäre nur durch ein enggedrängtes Flußnetz möglich, ein solches ist aber auch heute im Schiefergebirge noch nicht vorhanden, und es war im Oligocän sicher noch viel weniger verzweigt. Wäre aber schon im Oligocän ein großer Teil des Verwitterungsschuttes durch Flußtransport abgetragen worden, so hätten zweifellos die Flüsse auch sich mehr oder weniger tief in das Anstehende einschneiden und die präoligocäne Landoberfläche völlig zerstückeln müssen. Dies ist aber bekanntlich nicht geschehen; wir werden also zu dem Schlusse gedrängt, daß nur ein Teil des uralten Verwitterungsschuttes uns in den oligocänen Flußablagerungen vorliegt oder seit dem Oligocän talabwärts gewandert ist, daß aber noch sehr mächtige Massen von völlig zersetztem Eluvium sich auf den Hochflächen des Schiefergebirges vorfinden. Diese sehr natürliche Folgerung wird durch Beobachtungen von Dathe und Zimmermann bestätigt.

Dathe[2]) spricht bei Erwähnung der von ihm als glazial gedeuteten Ablagerungen von Saalburg von einem Verwitterungslehm, der bis zu einer Mächtigkeit von 4 m abgebaut wird, ohne daß man bisher auf anstehendes Gestein gestoßen ist. Nach demselben Forscher[3]) setzen im Culmschiefer von Wurzbach drei Lamprophyrgänge auf, die bis zu mehreren Metern Tiefe vollständig in einen ockergelben, tonigen Grus zersetzt sind.

Von der Umgebung von Göttengrün bei Hirschberg aber sagt Zimmermann[4]): „Die Zersetzung in situ ist hier — besonders auf hochgelegenen Plateaus und flachen Mulden — so

---

[1]) Zimmermann: Erläuterungen zu Blatt Naitschau-Elsterberg der geolog. Spezialkarte, S. 35.

[2]) E. Dathe: Gletschererscheinungen im Frankenwalde und vogtländischen Berglande. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., 1881, S. 326.

[3]) Ebenda, S. 329.

[4]) E. Zimmermann: Zur Geologie usw. d. vogtländ.-ostthür. Schiefergebirges. Diese Zeitschr. **54**, 1902, S. 345.

tief hinein vorgeschritten, daß streckenweise ohne die besondere Ausscheidung solcher Gebiete (als „Eluvium“) gar nicht auszukommen war.“

(Wenn so große Massen von Eluvium in situ erhalten geblieben sind, so spricht dies gegen die von Dathe angenommene quartäre Vergletscherung des Frankenwaldes. Ein Gletscher, war seine Transportkraft auch noch so gering, führte sicher zunächst die eluvialen Schuttmassen davon und schuf im anstehenden Gestein eine frische Oberfläche. Schon aus diesem Grunde ist es unwahrscheinlich, daß die von Dathe beobachteten Ablagerungen bei Saalburg und Wurzbach Grundmoränen darstellen, wenn auch ihre Ähnlichkeit mit solchen zugegeben werden muß.)

Auch heute noch führen die aus dem Schiefergebirge kommenden Flüsse unverhältnismäßig viele Gangquarze und Kieselschiefer. Dies scheint darauf hinzudeuten, daß auch noch in jetziger Zeit neben anstehendem Gestein sehr viel uraltes Eluvium zerstört wird. Man wird mit der Tatsache zu rechnen haben, daß dort, wo im Schiefergebirge die präoligocäne Landoberfläche noch nicht zerstört ist, auch heute noch sehr mächtige Massen von eluvialem Verwitterungsschutt vorhanden sind, deren Bildung in das Eocän und wohl auch noch zum Teil in die Kreideperiode zurückreicht.

4. Verbreitung der präoligocänen Landoberfläche in Thüringen.

Wir haben nun gesehen, daß sowohl auf den Höhen des thüringisch-fränkischen Schiefergebirges, wie im Thüringer Triasbecken sich eine präoligocäne Landoberfläche erkennen läßt. In der Form, in der sie zu Beginn der Oligocänzeit sich vorfand, ist sie naturgemäß heute nirgends mehr erhalten, außer dort, wo sie auf weite Strecken von Oligocän überdeckt ist. Seit der Oligocänzeit haben sich die Flüsse allenthalben in die präoligocäne Peneplain eingegraben, und auch dort, wo wir ihre einschneidende Tätigkeit nicht wahrnehmen, haben Abspülung und Rutschungen gelockerten Materials mannigfaltige Umwandelungen der ursprünglichen Terrainformen hervorgerufen. Wenn man also von einer noch heute existierenden präoligocänen Peneplain spricht, so ist dies cum grano salis zu verstehen. Es will besagen, daß man aus den heutigen Terrainverhältnissen, wenn man sich die Täler ausgefüllt denkt und die postoligocänen Dislokationen in Abrechnung bringt,

sich eine Landschaft konstruieren kann, die im großen die Formen der präoligocänen Landoberfläche wiedergibt.

Untersuchen wir nun, wo überall in Thüringen die präoligocäne Peneplain, in diesem Sinne verstanden, sich erhalten hat.

a) Thüringisches Schiefergebirge, Frankenwald und Vogtland.

Bei der Verfolgung der präoligocänen Peneplain gehen wir am besten von den Hochflächen des ostthüringisch-fränkischen Schiefergebirges aus. Hier hat sich die alte Landoberfläche meist außerordentlich frisch erhalten, am schönsten in der Frankenwäldischen Culmmulde, deren morphologische Eigenart schon früher hervorgehoben wurde. Tatsächlich muß jedem denkenden Menschen der Gegensatz zwischen der schwach welligen, stellenweise stark versumpften Hochfläche und den tief eingeschnittenen jungen Flußtälern auffallen.

Da, wo im Frankenwäldischen Hauptsattel Zimmermanns, zwischen Lobenstein und Gräfental, ein hercynisch gerichteter Zug die niederländisch streichende Culmmulde durchquert, ebenso im ostthüringischen Hauptsattel unweit Schleiz verliert die Hochfläche ihren eintönigen Charakter und verwandelt sich in ein hochgelegenes Hügelland. Höchstwahrscheinlich war schon die präoligocäne Landoberfläche in diesen Gebieten nicht so eben, wie in der petrographisch viel einheitlicheren Culmzone; besonders dürften die zahlreichen Diabashügel schon in dem alttertiären Landschaftsbilde vorhanden gewesen sein. Es ist natürlich, daß in einem so beschaffenen Gebiete auch die postoligocäne Erosion sich stärker betätigen konnte, wie auf einer ganz flachen Hochebene. Dies hochgelegene Hügelland hat also seit dem Oligocän schon eine gewisse Umbildung erfahren, immerhin dürften sich auch in ihm recht viele alte Züge erhalten haben.

Sehr auffällig ist der Gegensatz zwischen reifen und jugendlichen Landschaftsformen im südlichen Teile des ostthüringischen Hauptsattels, so z. B. bei Bad Steben[1]). Hier durchbricht die Selbitz kurz vor ihrer Einmündung in die Saale einen Zug von devonischen Diabasen und Diabasbreccien in einem wildromantischen Cañon, dessen jugendliches Alter wohl keinem Zweifel unterliegt. Sobald man über dessen steile

[1]) Vgl. K. Walther: Geologie der Umgebung von Bad Steben im Frankenwalde. Geognost. Jahresh. XX, 1907, München.

Wände emporklimmt, gelangt man in ein hochgelegenes Hügelland; in den breiten, oft versumpften Talmulden mäandern unscheinbare Bäche, deren Erosionskraft selbst bei hohem Wasserstande sehr unbedeutend sein muß, da sie sich fast nirgends eingeschnitten haben. Nur wenig modifiziert tritt uns hier die reife, vielleicht schon greisenhafte Landschaft entgegen, wie sie im Beginn der Tertiärzeit bestanden hat.

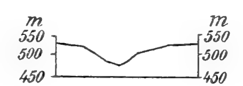
Es ist selbstverständlich, daß die modernen Flüsse die alttertiären Talmulden benutzt und dabei teilweise umgestaltet haben. Dies läßt sich besonders in der Gegend von Gefell und Hirschberg, etwa halbwegs zwischen Schleiz und Hof, beobachten. Der Oberlauf der Bäche, die der Saale zuströmen,



Maßstab der Länge 1 : 50000, $2^1/_2$ fach überhöht.

Figur 5.

Querprofil durch den Oberlauf des Sparnberger Baches bei Hirschberg a. S.



Maßstab der Länge 1 : 50000, $2^1/_2$ fach überhöht.

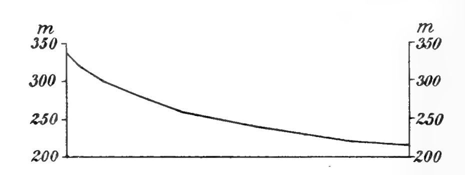
Figur 6.

Querprofil durch den Unterlauf des Sparnberger Baches bei Hirschberg a. S.

liegt in breiten, oft versumpften Talmulden. Hier hat der heutige Bach, wegen seiner geringen Wassermenge und seines unbedeutenden Gefälles sich nur wenig einschneiden können. (Fig. 5) Je mehr sich aber der Bach seiner Mündung in die Saale nähert, desto tiefer und enger, d. h. moderner wird sein Tal. (Fig. 6) Hier war die Erosionskraft des Baches größer, als im Oberlaufe, weil seine Wassermenge gewachsen war, außerdem schuf aber die rasch sich einschneidende Saale eine Erosionsbasis, die sich andauernd vertiefte. Die Gefällskurve eines solchen Baches weicht natürlich sehr erheblich von der normalen ab, wie ein Vergleich der Figuren 7 und 8 mit 9 und 10 lehrt. Während die Normalkurve von der Mündung bis zur Quelle andauernd steiler wird, weist der Verlauf des Lehesten- und Sparnberger Baches an einem gewissen Punkte einen Knick auf, oberhalb dessen das Gefälle sich bedeutend verflacht.

In diesem Knick stoßen das junge postoligocäne, noch unreife Erosionstal und das alte, überreife präoligocäne Tal aneinander.

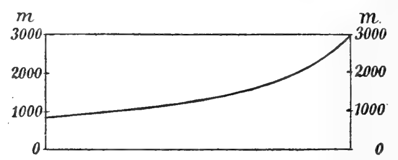
Die dem Maine tributäre Südwestseite des Frankenwaldes ist im allgemeinen stärker und tiefer zersägt als die nordöstliche, und hier entwickelt sich ein eigenartiges Landschaftsbild, das von GÜMBEL[1]) anschaulich geschildert wird: „Was gleichwohl Eigenartiges in diesem Gebirgsteile (dem Frankenwalde) sich Geltung verschafft und ihm dadurch eine gewisse



Maßstab 1 : 50000, 5fach überhöht.

Figur 7.

Normales Längsprofil des Baches am Siebenbornskopf bei Eisenach.



Länge und Höhe im gleichen Maßstabe.

Figur 8.

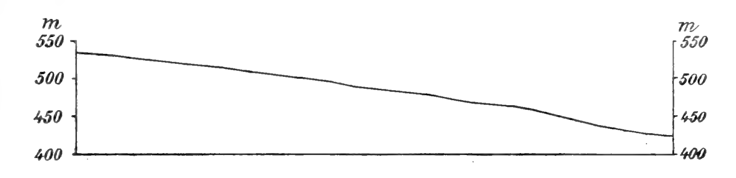
Normales Längsprofil des Litzerbaches bei Laas (Tirol), nach SUPAN.

Selbständigkeit wahrt, ist die Gleichförmigkeit und Beständigkeit seiner Entwicklung in lang gedehnten Bergrücken, auf denen man stundenlang in gerader Linie fortwandern kann, ohne auch nur einer mäßigen isolierten Bergkuppe zu begegnen. Man glaubt, sich auf einem hohen, nur mäßig nach SW. geneigten Plateau zu befinden, inmitten einer nur schwach hügeligen Landschaft. Schlägt man aber die querlaufende Richtung ein, so stehen wir rasch vor einer tiefeingeschnittenen Talung, zu der wir nur über steilgeneigte Gehänge niedersteigen können. Ein gleich steiles Gehänge erhebt sich jenseits zu einem ähnlichen schmalen Rücken, wie der eben verlassene,

[1]) C. W. GÜMBEL: Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges. Gotha, 1879, S. 16.

und ebenso steil fällt das Gehänge wiederum zu einem neuen Taleinschnitte ab". Die Ortschaften und die sie umgebenden Felder liegen vorwiegend auf den flachen Höhen, den Überresten der alten präoligocänen Landoberfläche. Die tiefen, jugendlichen Täler, deren steile Ränder dichter Hochwald bedeckt, gewähren größeren Ansiedelungen meist keinen Raum; nur einsame Gehöfte und Mühlen liegen in ihnen.

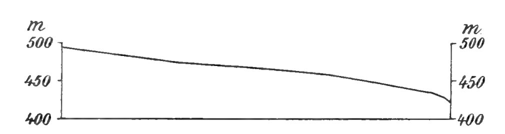
Verfolgt man die Hochfläche des Frankenwaldes nach Nordwesten, so verliert sich ihr Landschaftscharakter ziemlich rasch. Schon in der Gegend von Probstzella und Neuhaus a. R. trifft man nur noch vereinzelt in den höchsten Teilen des Gebirges



Maßstab der Länge 1 : 50000, 5fach überhöht.

Figur 9.

Längsprofil des Sparnberger Baches bei Hirschberg a. S.



Maßstab der Länge 1 : 50 000, 5fach überhöht.

Figur 10.

Längsprofil des Lehestenbaches bei Hirschberg a. S.

erhebliche Verflachungen an, die man für Überreste der präoligocänen Peneplain halten könnte. Hierhin gehört der schmale, teilweise zerstückelte Streifen von Hochflächen, der sich in 570—645 m Meereshöhe und 2—300 m über der Loquitz von Lichtentanne über Gr.-Geschwenda bis Schweinbach verfolgen läßt. Hierhin gehören auch wohl die plateauartigen Gipfel des Koppenbühls und des Rankhügels bei Schmiedefeld. Im allgemeinen herrschen aber in dieser Gegend schon mehr oder minder gerundete Rücken und Kuppen vor, die ihre heutige Form postoligocäner Erosion verdanken.

In den cambrischen Gebieten westlich von der Schwarza habe ich keine Landschaftsformen mehr gefunden, die ich mit

gutem Gewissen direkt auf die präoligocäne Peneplain zurückführen könnte. Besonders im Gebiete der sog. mittelcambrischen, halbphyllitischen Schiefer ist die postoligocäne Erosion äußerst wirksam gewesen und hat eigentümliche Landschaftsformen geschaffen. Flach gerundete Rücken, die mit Feldern bedeckt sind, werden durch tiefe und schmale Talfurchen von einander getrennt.

In dem nordwestlichen der beiden mittelcambrischen Streifen, der die Ortschaft Gillersdorf bei Großbreitenbach durchquert, befindet man sich bereits unmittelbar am Rande der permischen Auflagerungsdecke. Es ist von Wichtigkeit, hier nochmals hervorzuheben, daß die ostthüringische präoligocäne Peneplain nirgends bis in die Nähe der permischen Überdeckung heranreicht, also schon aus diesem Grunde nichts mit einer uralten präpermischen Abrasionsfläche zu tun haben kann.

b) Nordwestlicher Thüringer Wald.

In dem nordwestlichen, vorherrschend aus Rotliegendem gebildeten Anteile des Thüringer Waldes habe ich nirgends auch nur einigermaßen erkennbare Reste einer präoligocänen Landoberfläche gefunden. Fanatiker der Peneplain-Theorie werden vielleicht auf die im allgemeinen wenig von einander abweichenden Berghöhen hinweisen, und zweifellos könnte ein oberflächlicher Beobachter, wenn er vom Adlersberg oder Kickelhahn sein Auge über annähernd gleich hohe Kämme schweifen läßt, geneigt sein, auch hier eine Peneplain anzunehmen. Allein auch die Erosion kann gleiche Kamm- und Gipfelhöhen schaffen, wenn die Flußtäler etwa gleichen Abstand voneinander besitzen und die zwischen ihnen liegenden Gesteine etwa die gleiche Widerstandsfähigkeit aufweisen.

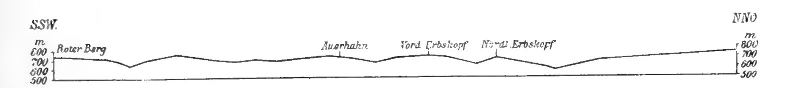
Daß aber der Kamm des nordwestlichen Thüringer Waldes keineswegs Teile einer alten Peneplain enthält, dürfte schon eine Wanderung auf dem Rennsteig beweisen (vgl. Fig. 11). Besonders belehrend ist das Stück zwischen der Hohen Sonne und Hörschel.

Alle meine Beobachtungen führen mich zu der Auffassung, daß das Rotliegendgebiet des Thüringer Waldes sehr stark durch postoligocäne Erosion verändert worden ist. Es ist durchaus möglich, daß zur Oligocänzeit das Rotliegende wenigstens noch stellenweise von jüngeren Schichten bedeckt war. Weswegen der nordwestliche Teil des Thüringer Waldes so viel stärker zerstört wurde als der südöstliche, werde ich in einem der folgenden Kapitel zu erklären versuchen.

c) Der Südostrand des Thüringer Beckens.

Zwischen Elster und Zwickauer Mulde senkt sich die Hochfläche des Vogtländischen Berglandes allmählich nach Norden, und sie verschwindet zwischen Zeitz und Altenburg unter oligocänen und quartären Aufschüttungen. Natürlich haben sich auch hier überall die modernen Flußläufe mehr oder weniger tief eingeschnitten; große, zusammenhängende Streifen der präoligocänen Landoberfläche scheinen aber nirgends zerstört zu sein.

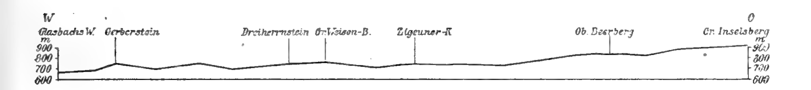
Ganz anders liegen, wie schon früher ausgeführt, die Verhältnisse in dem Gebiete zwischen Elster und Saale. Hier



Maßstab der Länge und Höhe 1 : 75000.

Fig. 11.

Längsprofil durch einen Teil des Thüringer Waldes im Zuge des Rennsteigs westlich vom Inselsberg.



Maßstab der Länge und Höhe 1 : 75000.

Fig. 12.

Querprofil durch einen Teil des Thüringer Waldes in der Gegend von Ilmenau.

reicht die präoligocäne Landoberfläche von Süden her nur bis zu dem Rande, von dem aus die Hochfläche zur Orlafurche und zu deren beiderseitiger Verlängerung nach Saalfeld und Weida abfällt. Im Norden beginnt sie erst wieder, durch die Plateauformen der Landschaft wie durch Oligocänfetzen angedeutet, etwa an einer Linie, die man von Lobeda im Saaletale nach Köstritz im Elstertale ziehen könnte. Dazwischen liegt ein sehr ausgedehntes Buntsandsteingebiet, das der Heide und des Altenburger Holzlandes. Hier treffen wir nirgends auf Plateaulandschaften von einiger Ausdehnung, überall schweift das Auge über gerundete Rücken und tief eingeschnittene, jugendliche Erosionstäler. Nur an zwei Stellen dürften Reste der alten Oberfläche oder wenigstens Aufragungen erhalten sein, die nur

wenig hinter ihrem Niveau zurückbleiben. Es sind dies die Stellen, wo grabenähnliche Versenkungen, die aus den inneren Teilen des Thüringer Beckens stammen, die Saale überschritten und Muschelkalk mitten in das Buntsandsteingebiet versenkt haben: Die Leuchtenburg bei Kahla und der Kulm bei Saalfeld.

Auf den Muschelkalkhöhen um Jena hat sich die präoligocäne Landoberfläche im allgemeinen recht gut erhalten, weiter im Süden und Westen sind jedoch, wohl durch postoligocäne Erosion, lange, flache Rücken und Mulden entstanden, wahrscheinlich ist aber auch hier von der präoligocänen Land-



Fig. 13.
Blick vom Sonnenberg bei Jena auf die vom Saaletale durchschnittene Hochebene.

oberfläche nicht allzuviel abgetragen worden. Dieser Landschaftstypus beherrscht die Umgegend von Magdala und das Muschelkalkgebiet zwischen Kranichfeld, Blankenhain und Stadt Remda. Sicherlich sind in diesem Gebiete auch Teile der alten Landoberfläche durch postoligocäne Dislokationen versenkt und dadurch der Erosion entzogen worden. Darauf deuten u. a. die Oligocänfetzen hin, die sich in sehr verschiedener Höhenlage finden. So möchte ich das sog. „Schöne Feld“ auf Blatt Stadt Remda, eine ausgedehnte, nach Norden geneigte Platte von Oberem und Mittlerem Muschelkalk, als einen Teil der alten Landoberfläche ansehen, der seine heutige Stellung postoligocänen Bewegungen im Sundremdaer Graben verdankt.

Westlich von der Ilm, im Bereiche des eigentlichen Thüringer Beckens, dürfte von der alten Landoberfläche nur noch außerordentlich wenig erhalten sein. Man möchte hier ihre Existenz überhaupt leugnen, wenn nicht vereinzelte Oligocänfetzen auf sie hindeuteten.

Denkbar ist es übrigens, daß am Südrande des Thüringer Beckens die präoligocäne Landoberfläche in größerer Ausdehnung noch vorhanden ist: nämlich in dem merkwürdigen Plateau von Gossel, in dem Muschelkalk unvermittelt und ohne ein trennendes Band von Buntsandstein und Zechstein an die Rotliegend-Gesteine des Thüringer Waldes heranreicht.

d) Thüringer Zentralbecken.

In den gesamten inneren, vorherrschend aus Keuper bestehenden Teilen des Thüringer Beckens dürfte die alte Landoberfläche wohl nirgends mehr erhalten sein, obwohl die höchsten Teile der das Becken durchquerenden Höhenzüge, z. B. der Seeberg bei Gotha, bis hart an diese heraufreichen mögen. Daß überall hier die Erosion sehr intensiv gewirkt hat, beweist außer den Landschaftsformen die völlige Abwesenheit von oligocänen Sedimenten.

e) Triasgebiet südwestlich vom Thüringer Walde.

Südwestlich vom Thüringer Walde zeigen uns die Basaltdecken und die häufig unter ihnen erhaltenen Lager von Oligocänkies aufs Deutlichste an, wie die Landoberfläche zu Beginn der Oligocänzeit beschaffen war, und in welcher Meereshöhe wir sie heute zu suchen haben. Wir sehen, daß in der Umgebung von Meiningen vorherrschend Oberer Muschelkalk den Untergrund der alten Landoberfläche bildete; neben ihm hatte sich in präoligocänen Mulden und Gräben noch Unterer und Mittlerer Keuper erhalten, in Aufwölbungen trat aber auch schon Unterer Muschelkalk und Buntsandstein zutage. Die präoligocäne Landoberfläche liegt am Großen Dollmar heute 640 bis 678 m, an der Geba und am Hahnberg im allgemeinen 520 bis 680 m über dem Meeresspiegel. Die weiten Hochflächen in der näheren Umgebung von Meiningen, deren Untergrund Mittlerer Muschelkalk bildet, erreichen jedoch nur eine Meereshöhe von 420 bis 480 m; sie sind daher wohl als Schichtoberfläche und nicht als Teil einer alten Peneplain anzusprechen. Der Steilrand, mit dem die Muschelkalkplateaus

um Meiningen besonders nach Nordwesten gegen das Buntsandsteingebiet um Wasungen abfallen, stellt sich unter diesen Gesichtspunkten als ein Werk postoligocäner Erosion dar. Ebenso darf man wohl annehmen, daß die ausgedehnten Buntsandstein-Gebiete der Gegend von Schmalkalden-Salzungen usw. erst in postoligocäner Zeit von einer mehr oder weniger einheitlichen Muschelkalkdecke befreit worden sind. Jedenfalls sieht man von Walldorf bis über Salzungen hinaus zu beiden Seiten der Werra weit und breit nichts, was an eine präoligocäne Landoberfläche erinnern könnte. Mittlerer und Unterer Buntsandstein bilden ein Berg- und Hügelland, dem der Plateaucharakter völlig abgeht; besonders in der Gegend von Salzungen-Marksuhl, wo Feld und Wald stetig miteinander wechseln, ist die Landschaft sehr mannigfaltig und oft höchst reizvoll.

f) Nordrand des Thüringer Beckens.

In der Gegend der heutigen Ilm-Mündung, etwa im Gebiete von Camburg und Stadt Sulza, hat die postoligocäne Erosion eine ziemlich starke Wirksamkeit entfaltet und die alte Landoberfläche fast völlig zerstört. Wir treffen sie aber bald wieder nördlich von der Ilm, z. B. auf der Plateaufläche von Hassenhausen und dann etwas weiter Saale-abwärts, zwischen Kösen und Naumburg zu beiden Seiten des Flusses an. Hier liegt Oligocänkies an vielen Stellen teils auf Muschelkalk, teils auf Buntsandstein, während er im Erosionsgebiete südlich von der Ilm-Mündung völlig fehlt.

Nach Norden und Westen geht die Peneplain um Kösen ohne jeden Absatz in das Buntsandsteinplateau der Finne über; dies nötigt uns, auch diese ausgedehnten Buntsandsteinflächen als alte Landoberfläche und nicht etwa nur als Schichtfläche zu betrachten. Im Niveau dieser Hochfläche liegt aber auch zum Teil der steilgestellte, von mannigfaltigen Dislokationen betroffene Muschelkalkzug von Eckartsberga-Rastenberg-Sachsenburg, der das ausgedehnte Plateau der Finne nach SW von dem tief erodierten Keupergebiete der Gegend Buttstädt-Kölleda scheidet. Wir kommen auf die eigentümlichen morphologischen Verhältnisse der Finne, die für die Altersdeutung ihrer Verwerfungen von großer Bedeutung sind, noch später im einzelnen zurück.

An ihrem nordwestlichen Ende wird das Plateau der Finne durch die auffallend breite Talebene der Helder gespalten. Die Schrecke, der breite nordwestliche Ast, besteht lediglich aus

Mittlerem Buntsandstein und bildet die ununterbrochene Fortsetzung des Buntsandstein-Plateaus der Schmücke. In der Schmücke, dem schmäleren südwestlichen Aste, setzt sich das steilgestellte Muschelkalkband fort, begleitet, gewissermaßen wattiert, von einem Streifen Buntsandstein.

Dieser Buntsandsteinzug der Schmücke, vorwiegend aus Röt bestehend, ist ziemlich stark erodiert, in dem weit besser erhaltenen und daher höher aufragenden Muschelkalkzuge dürfte sich aber die präoligocäne Landoberfläche der Finne wieder vorfinden. Allerdings nimmt sie hier tiefere Niveaus ein, als weiter im Südosten. Deutlich kann man von den Keuperhöhen nördlich von Kölleda aus erkennen, wie sich der Muschelkalkzug von den Höhen von Schloß Beichlingen an bis zur Sachsenburger Pforte andauernd senkt. Man könnte daran denken, daß der Muschelkalkzug in der Nachbarschaft der Sachsenburger Pforte durch Erosion stark erniedrigt worden wäre. Allein es liegen an zwei Stellen, in 525—575 ' und etwas über 600 ' Meereshöhe Oligocänkiese auf dem bereits stark gesenkten Muschelkalkkamme; sie beweisen, daß die Tieferlegung des Muschelkalkzuges im wesentlichen nicht durch Erosion, sondern durch eine postoligocäne Einmuldung erfolgt ist, die quer zum Streichen der Schmücke verlief. Die Bedeutung dieser relativ jungen Dislokation für den Lauf der Unstrut und für die Abflußverhältnisse im Innern des Thüringer Beckens wird später noch darzustellen sein.

Westlich von der Sachsenburger Pforte hebt sich der Muschelkalkzug wiederum ziemlich rasch, gleichzeitig wird aber auch sein Einfallen flacher, so daß eine Verbreiterung eintritt. Muschelkalk und Buntsandstein bilden nun zwei morphologisch verschiedene, auf weite Strecken durch die Wipper voneinander getrennte Züge, von denen nur noch der aus Muschelkalk bestehende einen besonderen Namen, Hainleite, trägt. Sie ist ein Muschelkalkplateau, das schmal an der Sachsenburger Pforte beginnt und sich nach Nordwesten andauernd verbreitert, um schließlich mit den Plateauflächen des Düns und Hainichs zu verschmelzen. Da diese Hochflächen im Westen, die Schmücke im Osten die präoligocäne Landoberfläche repräsentieren, so darf auch die Oberfläche der Hainleite, die die Verbindung darstellt, als ein Teil von ihr angesehen werden. Während aber in der Finne Buntsandstein und Muschelkalk im gleichen Niveau liegen und eine morphologische Einheit darstellen, bleiben die Buntsandsteinhöhen zwischen dem Wippertal bei Sondershausen und der Goldenen Aue weit unter dem Niveau der Hainleite und weisen nirgends mehr Plateau-

charakter auf, sie bilden also nicht mehr wie in der Finne einen Teil der alten Peneplain, sondern stellen ein ziemlich tief erodiertes Gebiet dar.

g) Westrand des Thüringer Beckens.

Der Westrand des Thüringer Beckens scheint im allgemeinen dem Ostrande zu entsprechen; das Muschelkalkplateau des Hainichs ist analog dem der Ilmplatte und gibt wie dieses die präoligocäne Landoberfläche wieder. Leider fehlt im Westen des Thüringer Beckens für diese Auffassung der direkte Beweis, den im Osten die oligocänen Schotter liefern.

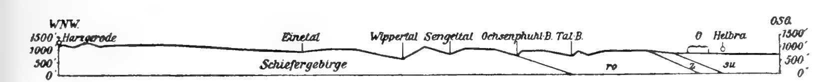
h) Harz.

Wenn man von den Trias-Flächen zwischen Eisleben und Gerbstädt, die noch Fetzen von oligocänen Sedimenten tragen und sich dadurch im wesentlichen als präoligocäne Landoberfläche ausweisen, nach Westen wandert, so gelangt man, allmählich ansteigend, aber ohne eine erkennbare Geländestufe zu überschreiten, auf eine Hochebene, deren Untergrund nunmehr steilgestellte paläozoische Schiefer zusammensetzen. Diese nach Westen sanft ansteigende, nach Osten vom Perm der Mansfelder Gegend und dem östlichen Triasvorlande morphologisch nicht getrennte Hochfläche bezeichnet man als den Unterharz. Er bildet ein Gegenstück zu der Hochfläche des Frankenwaldes und des Vogtlandes. Schon Fr. Hoffmann hat den allmählichen Übergang des Unterharzes in sein östliches Vorland trefflich geschildert[1]: „Dort (in der Gegend zwischen Hettstädt und Ballenstädt) ist in der Tat auch das Aufsteigen des Harzes gegen die angrenzenden Hügelrücken so allmählich, daß, bezeichnete nicht der Taleinschnitt des Wippergrundes seine Grenzen, wir die Oberfläche des Gebirges füglich als eine unmittelbar in die wenig erhöhte Ebene des Hügellandes sanft und gleichmäßig verlaufende Erhebung würden betrachten können."

Auch den Plateaucharakter, den große Teile des Harzes und besonders fast der ganze Unterharz so deutlich zeigen, betont schon Fr. Hoffmann an verschiedenen Stellen. Nachdem er die Umrisse des Harzes, wie sie sich dem Beschauer am Rande der norddeutschen Tiefebene darbieten, geschildert hat,

[1]) Fr. Hoffmann: Übersicht der orographischen und geognostischen Verhältnisse vom nordwestlichen Deutschland. Leipzig 1830, S. 27.

sagt er[1]): „Auf dem oberen Rande des von fernher betrachteten Bergrückens mit wagerechter Oberfläche angelangt, sehen wir mit Verwunderung die Erscheinungen der Ebene, die wir eben verlassen haben, sich im Innern des Gebirges wiederholen. Auch sind die Unterschiede in den Niveauverhältnissen der Höhen und Tiefen, abgesehen von einzelnen tieferen Taleinschnitten, völlig so gering, daß wir nur durch den Charakter der Vegetation und der Bebauung des Bodens noch an die Verschiedenheit in der Lage dieser Flächen und der gleichnamigen des tieferliegenden Landes erinnert werden.“ An einer anderen Stelle aber beschreibt er die Landschaft des Unterharzes mit folgenden treffenden Worten[2]): „Aus den Umgebungen von Harzgerode gegen Osten aber verbreitet sie (d. h. die eintönige Fläche) sich in ihrer größesten Längen-Ausdehnung



(Maßstab der Länge 1:300000, ungefähr 3 mal überhöht.)

Fig. 14.

Profil durch einen Teil des Unterharzes und östlichen Harzvorlandes. *ro* Rotliegendes, *z* Zechstein, *su* Unterer Buntsandstein, *o* Oligocän.

in der Richtung auf Hettstädt, reichlich noch drei geographische Meilen weit. Dort ist es auch, wo diese Ebene, ihres schon beträchtlich geringeren Niveaus wegen, in hohem Grade täuschend den Charakter von den Ebenen des Tieflandes an sich trägt. Ermüdende Strecken weit bewegt man sich hier von O her, wiewohl mitten im Berglande, mit auf allen Seiten wagerecht abgeschnittenem Horizont, ohne Aussicht auf benachbarte, tiefer oder höher gelegene Punkte zwischen Kornfeldern und Dörfern, oft ohne Wiesen und Wald und stets ohne Bergbäche.“

Der morphologische Charakter dieser Hochfläche und ihr enger Zusammenhang mit den von Oligocän bedeckten Flächen des östlichen Harzvorlandes lassen wohl nur den einen Schluß zu: daß die Hochebene des Unterharzes einen nur wenig umgestalteten Teil einer präoligocänen Landoberfläche darstellt. Geringe Reste einer oligocänen Überdeckung, welche diese Auffassung noch besonders stützen, haben sich übrigens anscheinend selbst auf der Höhe des Unterharzes erhalten. So beschreibt

[1]) a. a. O., S. 29.
[2]) a. a. O., S. 32.

Lossen[1]), wenngleich mit einigem Vorbehalt, ein kleines Vorkommen von Tertiär auf Kerngebirge südlich von Elbingerode und stellt es auf seiner Harzkarte als Oligocän dar. Vielleicht sind aber auch die tertiären Knollensteine, welche über den östlichen Teil des Unterharzes verstreut sind, wenigstens teilweise nicht als Glazialgeschiebe, sondern als Reste einer autochthonen Oligocän-Überdeckung zu deuten.

Über die einförmige Hochfläche des Unterharzes erheben sich, abgesehen von niedrigen Diabaskuppen, zwei größere Massive: der Ramberg im Norden und der Auersberg im Süden. Daß beide Berge die Hochfläche heute nicht unbeträchtlich überragen, haben sie lediglich ihrer Gesteinsbeschaffenheit, nicht etwa tertiären Dislokationen zu verdanken. Der Ramberg besteht nämlich aus Granit, der Auersberg aus Quarzporphyr; man muß wohl annehmen, daß diese kompakten Massengesteine den Atmosphärilien besser widerstanden, als die Grauwacken, Schiefer, Quarzite und Diabase, die den Untergrund der Hochfläche bilden. Ramberg und Auersberg erhoben sich als „Monadnocks", um diesen Ausdruck von Davis zu gebrauchen, ebenso hoch oder noch höher über die oligocäne Tiefebene, wie heute über die Oberfläche des Unterharzes. Das Gegenstück zu diesen beiden Monadnocks des Unterharzes bildet im Oberharz das Brockenmassiv, das sich 350 bis 600 m über die alte Peneplain erhebt[2]).

Ich möchte bei dieser Gelegenheit auf den merkwürdigen Gegensatz hinweisen, in dem die Granite des Harzes und des westlichen Thüringer Waldes hinsichtlich ihrer äußeren Form stehen. Im Harze sind die Granite als härtere Kerne aus ihrer Hülle herauspräpariert worden, und sie überragen heute die ihnen benachbarten paläozoischen Gesteine erheblich; im westlichen Thüringer Walde hingegen dürfen die Granite als die am leichtesten zerstörbaren Gesteine gelten, in deren Gebiet die Verwitterung am stärksten gewirkt hat; es stellen daher die Granitgebiete im westlichen Thüringer Walde im allgemeinen orographische Depressionen dar.

Darf man diesen Unterschied in der äußeren Erscheinung der Harzer und der Thüringer Granite auf eine verschiedene petrographische Ausbildung zurückführen? Wohl kaum. Auch

---

[1]) Lossen: Über die fraglichen Tertiärablagerungen in der Elbingeroder Mulde usw. Schrift. d. nat. Ver. d. Harz. z. Wernigerode, 1891, VI, S. 23.

[2]) Schon H. Spethmann faßt Brocken und Acker als Monadnocks auf und sucht diesen Ausdruck durch Härtling zu ersetzen. Zentralbl. f. Mineralogie, 1908, S. 746.

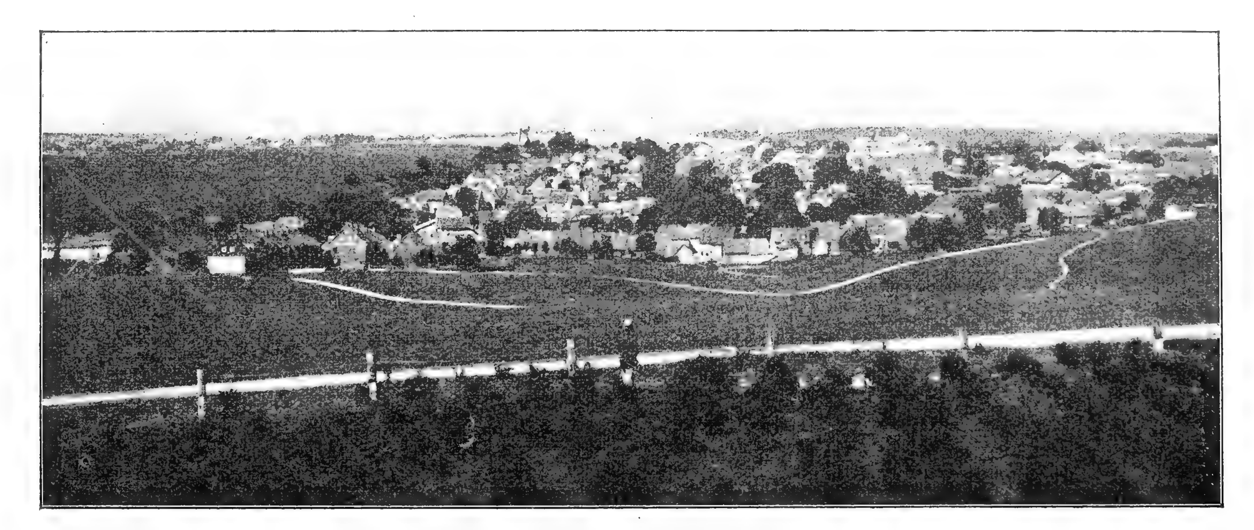
daß die Hüllschichten des Granites im Harze sehr viel leichter zerstörbar waren als im Thüringer Walde, wird man nicht annehmen können. Höchstwahrscheinlich sind sogar die Rotliegend-Schichten des Thüringer Waldes, die den Granit bedecken, viel weniger widerstandsfähig als die paläozoischen Gesteine in der Umgebung der Harzer Granite; man könnte also für die Granite daraus gerade das umgekehrte morphologische Verhalten ableiten, als das, wie sie es in Wirklichkeit aufweisen.

Höchstwahrscheinlich war es aber im Harze nicht der Granit selbst, sondern eine Hülle von sehr widerstandsfähigen Hornfelsen und anderen Kontaktgesteinen, die der Verwitterung so lange und so kräftig Widerstand geleistet hat. Diese harte Decke schützte lange Zeit den relativ leicht zerstörbaren Granitkern und wurde wohl zum Teil erst in postoligocäner Zeit abgetragen; nicht unbedeutende Reste haben sich aber auch heute noch auf dem Brockenmassiv erhalten (Achtermannshöhe, Erdbeerkopf, Gipfel des Großen Winterberges und Wurmberges usw.) und sie ragen meist als Klippen hoch über ihre leichter zerstörbare Granitunterlage empor.

Im westlichen Thüringer Walde wurde hingegen dieser schützende Mantel von äußerst widerstandsfähigen Kontaktgesteinen zum größten Teile schon vor Ablagerung des Rotliegenden entfernt; schon damals verwitterte die Oberfläche des Granites wohl ziemlich stark. Als nun die postoligocäne Erosion die Rotliegend-Decke zerschnitt, traf sie unter ihr einen bereits zersetzten und nicht mehr von Kontaktgesteinen geschützten Granit an, der leichter der Zerstörung anheim fiel, als die jedenfalls auch nicht sehr widerstandsfähigen Rotliegend-Gesteine. Wo sich aber im Thüringer Walde die Kontakthülle noch zum größten Teile erhalten hat, wie z. B. am Hainberge bei Weitisberga, da überragt auch hier der Granit die Peneplain.

Im Oberharze ist die Peneplain lange nicht mehr so deutlich erhalten, wie im Unterharze. Anscheinend hat das zwei Ursachen. Erstens hat im Oberharze, wegen seiner größeren Meereshöhe, die postoligocäne Erosion stärker eingewirkt als im Unterharze. Zweitens ist aber hier wohl schon die präoligocäne Oberfläche bei weitem nicht so eben gewesen, wie im Unterharze, da die Gesteine des Oberharzes im allgemeinen eine größere petrographische Mannigfaltigkeit und sehr ungleiche Widerstandsfähigkeit aufweisen.

Man wird als ziemlich sicher annehmen dürfen, daß der Quarzitzug des Bruchberg-Ackers sich bereits ursprünglich ziemlich hoch über die präoligocäne Abtragungsebene erhob.



Mit Genehmigung der Neuen Photographischen Gesellschaft A.-G. in Steglitz.

Fig. 15.

Hochfläche von Clausthal und Zellerfeld (von der Halde der Grube Maria Hedwig aus gesehen) im Hintergrunde die „Monadnocks“ des Kahlebergmassivs.

Wahrscheinlich bildeten auch die unterdevonischen Sandsteine und Quarzite des Kahleberges und Goslarischen Stadtforstes noch ein Bergland, als das Culmgebiet um Clausthal bereits zu einer fast ebenen Fläche abgeschliffen war. Der Plateaucharakter der Umgebung von Clausthal ist schon von FR. HOFFMANN[1]) gebührend hervorgehoben worden: „Vor allem bekannt und wegen der Sanftheit in dem Wechsel ihrer Erhebungen und Vertiefungen ausgezeichnet ist die Bergebene von Clausthal und Zellerfeld, deren einförmigster Teil insbesondere die Gegenden zwischen dem oberen Laufe der Ocker und der Innerste einnimmt, und welche sich nordwärts unmittelbar bis an den Rand des Gebirges erstreckt." Ganz prachtvoll aber beschreibt derselbe Autor die Zerstückelung der alten Peneplain mit den folgenden, noch heute kaum zu übertreffenden Worten[2]): „Während nämlich auf der Seite von Clausthal eine fast völlige Geschlossenheit der Oberfläche des Berglandes stattfindet, sehen wir hier (östlich vom Bruchberg-Acker) die Masse des Gebirges von unzähligen tiefen Tal-Einschnitten nach allen Seiten durchzogen, und schon in der mehrfach von anderen Beobachtern geschilderten, durch ihre Zerstückelung so ausgezeichneten Umgegend von Andreasberg bemerken wir, daß die Natur der Oberfläche aus den Umgebungen von Clausthal verschwunden sei. Dasselbe Verhältnis dauert ununterbrochen und häufig mit noch größerer Auszeichnung südlich von dem Tale der Bode bis an den südwestlichen Rand des Gebirges, in der Längenausdehnung von Andreasberg bis in die Gegend von Stollberg fort. Indes, so groß auch die Unterbrechungen des Zusammenhanges hier im einzelnen sein mögen, so bemerken wir doch bei einer übersichtlichen Betrachtung der Niveauverhältnisse dieser Gegend, daß die sich immer gleich bleibende mittlere Erhebung der zerstückelten Bergmassen den allgemeinen Charakter der Gebirgs-Oberfläche, die Neigung zur Plateauform, immer noch deutlich hervortreten läßt."

Die Flächen des Unterharzes verbinden sich also durch das allerdings stark erodierte Gebiet von Andreasberg mit den Hochplateaus des Oberharzes zu einer morphologischen Einheit. Wenn wir aber, wie früher ausgeführt, die Hochfläche im Unterharz als präoligocäne Landoberfläche ansehen müssen, so sind wir genötigt, die gleiche Auffassung auf die durch Plateaucharakter ausgezeichneten Teile des Oberharzes zu übertragen.

---

[1]) a. a. O., S. 30.
[2]) a. a. O., S. 35.

i) Kyffhäuser.

Ebenso wie im Harz glaube ich im Kyffhäuser Reste einer präoligocänen Landoberfläche wahrnehmen zu können, wenn auch in beschränktem Umfange. In ihrem mittleren und südöstlichen Teile tragen die Höhen des Kyffhäusers streckenweise den Charakter einer Hochfläche; daß hier keine Schichtoberfläche vorliegen kann, beweist die geologische Karte. Außerdem sieht man in allen Aufschlüssen, die besonders in der Nähe des Kyffhäuser-Denkmals zahlreich und schön sind, die Schichten mehr oder minder steil nach SW einfallen. Ich möchte daher die allerdings nicht sehr ausgedehnte Hochfläche des Kyffhäusers als Rest einer alten präoligocänen Peneplain deuten.

5. Gründe für Erhaltung und Zerstörung der präoligocänen Landoberfläche.

Die vorausgehenden Ausführungen haben gezeigt, daß in manchen Regionen Thüringens eine präoligocäne Landoberfläche deutlich erkennbar, daß sie aber in anderen bereits völlig der Vernichtung anheimgefallen ist. Dabei scheinen auf den ersten Blick Landschaften mit altem und mit jungem Relief regellos durcheinander zu liegen.

So hat sich im Vogtländischen Berglande, im Frankenwalde und im östlichen Teile des thüringischen Schiefergebirges die präoligocäne Landoberfläche oft mit überraschender Frische erhalten, während sie im westlichen Teile des Thüringer Schiefergebirges und im ganzen nordwestlichen Thüringer Walde völlig zerstört worden ist. Im südwestlichen Triasvorlande des Thüringer Waldes wurde sie bis auf wenige Reste vernichtet, ebenso in den inneren Teilen und am Südwestrande des Thüringer Beckens. Erhalten blieb sie hingegen auf weite Strecken in den Muschelkalkplateaus, welche das Thüringer Becken im Nordwesten und Südosten einfassen, und in den Höhenzügen, die seine nordöstliche Begrenzung darstellen. Während sich die präoligocäne Peneplain über weite Strecken in den Muschelkalkgebieten erhielt, wurde sie in den von Perm und Buntsandstein gebildeten Flächen größtenteils zerstört, so im Orlagau und im Altenburger Holzlande, ebenso in einer breiten Zone am Südrande des Harzes.

In geringer Ausdehnung finden wir hingegen die alte Peneplain auf der Höhe des Kyffhäusers, in weiten Flächen im Harz, besonders im Unterharz wieder.

Es hat sich demnach die präoligocäne Landoberfläche oft gerade in sehr hochgelegenen Regionen erhalten, während sie in viel tieferen völlig der Zerstörung anheimgefallen ist. Diese Beobachtung widerspricht aber dem allgemein angenommenen Satze, daß die Erosion und Denudation desto kräftiger wirken, je höher die von ihr betroffenen Gebiete sich über den Meeresspiegel erheben.

Dieser Lehrsatz hat zweifellos für die Alpen und andere Hochgebirge seine Berechtigung, in den deutschen Mittelgebirgen mit ihrem ausgesprochenen Plateaucharakter ist aber seine Geltung nur eine sehr bedingte.

Ein jeder deutsche Geologe wird wohl schon bei heftigem Regen die waldige Hochfläche eines deutschen Mittelgebirges durchwandert haben. Feuchte Niederschläge regen im allgemeinen nicht zu geologischer Betätigung an, aber hier drängt sich unwillkürlich eine Beobachtung auf, die für das Maß von Erosion und Denudation auf den Mittelgebirgen von großer Bedeutung ist. Man wird nämlich wahrnehmen können, daß auf den plateauartigen Teilen der deutschen Mittelgebirge, wenn diese (was ja vielfach der Fall ist) mit Wald bestanden sind, Abspülung nur in sehr geringem Maße vor sich geht. Der größte Teil des Niederschlages bleibt in den Bäumen hängen oder versickert im Waldboden, das wenige oberflächlich abfließende Wasser ist meist nicht einmal imstande, die losen Fichtennadeln fortzuschwemmen. Nur in Wegen oder anderen künstlichen Aufschlüssen, oder wenn die Walddecke zerstört ist, wird viel gelockertes Material abgetragen. In den unverritzten Waldgebieten der deutschen Mittelgebirge sind daher die Bäche selbst nach starkem Regen wenig getrübt; auf den Hochflächen schneiden sie sich auch meist wenig oder gar nicht ein, selbst wenn ihr Untergrund aus lockerem Material besteht.

Ganz anders wirkt hingegen ein heftiger Regen in dem mit Feldern bestandenen Hügellande. Hier wird die Abspülung von sehr großer Bedeutung, die Bäche trüben sich daher sehr stark. Bei jedem stärkeren Niederschlage oder zur Zeit der Schneeschmelze werden an den Abhängen die vorhandenen Wasserrisse vertieft oder neue eingegraben.

Man darf wohl als gesichert annehmen, daß Erosion und Denudation unter den heutigen Verhältnissen im Thüringer Hügellande viel intensiver an der Arbeit sind, als auf den Hochflächen des östlichen Thüringer Waldes oder des Harzes.

Nun sind die heutigen Verhältnisse teilweise nicht mehr die natürlichen, sondern künstliche. An der Verstärkung der Denudation im Hügellande trägt der Mensch die Hauptschuld,

der den Wald rodete und Jahr für Jahr die Vegetationsdecke über weite Flächen vernichtet. Jedenfalls sind die heutigen Abtragungs-Verhältnisse nicht ohne weiteres auf die Vorgänge im Tertiär zu übertragen. Ich habe sie lediglich benutzt, um an ihrem Beispiel zu zeigen, daß keineswegs nur die Höhenlage, sondern unter Umständen ganz andere Faktoren für die Abtragung von ausschlaggebender Bedeutung werden können.

Es scheint aber auch bei der postoligocänen Erosion die absolute Meereshöhe nur eine untergeordnete Rolle zu spielen. Wenn die Peneplain sich an der einen Stelle erhalten hat, an der anderen aber zerstört wurde, so ist dies wohl in erster Linie auf den Gesteinscharakter, in zweiter auf das Vorhandensein von Angriffsflächen zurückzuführen.

Welche Bedeutung der Gesteinsbeschaffenheit zukommt, läßt sich besonders klar am Südostrande des Thüringer Beckens erkennen. Im Muschelkalkgebiete der Ilmplatte hat sich die alte Landoberfläche im allgemeinen erhalten können, in den ebenso hochgelegenen Buntsandstein- und Keuperdistrikten östlich und nordwestlich von diesem Muschelkalkstreifen wurde sie hingegen meist völlig zerstört. Die Gründe für das ungleiche Maß von Denudation bei gleicher Höhenlage und gleichen Regenmengen liegen auf der Hand. Auf der Muschelkalkplatte versinkt ein großer Teil der Niederschläge; die chemische Erosion im Innern des Muschelkalkes mag daher ziemlich beträchtlich sein, die mechanische an seiner Oberfläche ist hingegen von geringer Bedeutung. Im Buntsandstein und besonders im Keuper sind die Gesteine dagegen vielfach undurchlässig, die Abspülung muß dementsprechend eine größere Rolle spielen. Außerdem sind aber diese Gesteine an und für sich noch leichter zerstörbar als der Muschelkalk, und zwar Keuper in höherem Grade als Buntsandstein. Wir sehen daher an einzelnen Stellen, z. B. nördlich von der Roda und im Plateau der Finne, Buntsandstein die alte Landoberfläche bilden, während dies beim Keuper fast niemals der Fall ist.

Von sehr großer Bedeutung ist aber auch die Art der Angriffsfläche. Zwei Regionen von Plateaucharakter können die gleiche Meereshöhe haben; in dem einen Falle aber senkt sich das Terrain fast unmerklich, in einer äußerst ausgedehnten schiefen Ebene bis zum Meeresspiegel, in dem anderen aber stürzt es schroff zu einem Tieflande ab. Auf der sehr flachen schiefen Ebene werden, besonders wenn sie mit Wald bestanden ist, die Flüsse nur sehr langsam sich einschneiden, dementsprechend wird die Denudation nur ganz allmähliche Fortschritte machen können. Ein Steilabfall, wie wir ihn aber im

zweiten Falle angenommen haben, bildet stets eine leicht verwundbare Stelle, und von ihm aus wird die Erosion rasch gegen das Innere des Hochplateaus vorschreiten können.

Beide Fälle beobachten wir, wenn auch nicht im Extrem, in Thüringen. Der östliche Teil des Thüringer Waldes und das Vogtländische Bergland senken sich ganz allmählich zur Leipziger Bucht hinab. Durch keine Dislokationen wird das Gebiet der paläozoischen Schiefer hier von den permischen und triadischen Deckgesteinen getrennt. Aus diesen Verhältnissen läßt es sich leicht erklären, daß gerade hier noch große Teile der präoligocänen Landoberfläche auch in sehr bedeutenden Meereshöhen erhalten geblieben sind.

Der nordwestliche, vorwiegend aus permischen Gesteinen zusammengesetzte Teil des Thüringer Waldes wird jedoch durch gewaltige Flexuren und Verwerfungen von den Triasgebieten zu beiden Seiten getrennt. An den steilen Außenrändern dieses Gebirgsteiles fand die Erosion daher willkommene Angriffsflächen. Daß die Peneplain im nordwestlichen Thüringer Walde so völlig zerstört wurde, erklärt sich aber teilweise auch noch durch die Schmalheit des Gebirges.

So hängt es denn wesentlich von der Gesteinsbeschaffenheit und dem Charakter der postoligocänen Dislokationen ab, ob und wieviel sich von der präoligocänen Peneplain bis auf den heutigen Tag erhalten hat.

6. Präoligocäne Dislokationen.

Wir dürfen hier von der Voraussetzung ausgehen, daß sicher wohl die Sedimente des Lias, wahrscheinlich aber auch noch die des oberen Juras den Boden Thüringens gleichmäßig bedeckten. Nun haben uns aber die vorausgehenden Ausführungen gezeigt, daß unmittelbar vor der Ablagerung der oligocänen Sedimente bereits sehr verschiedenalterige Gesteine den Untergrund einer subaerisch gebildeten Landoberfläche bildeten. Im östlichen Thüringer Walde, im Vogtlande und im Frankenwalde auf der einen Seite, im Harze auf der anderen traten bereits altpaläozoische Schiefer zutage, an ihren Rändern standen permische Gesteine an, Trias bildete den Untergrund des heutigen Thüringer Hügellandes, Lias hatte im Thüringer Becken, obere Kreide an seinem Nordwestrande wohl noch eine nicht ganz unbeträchtliche Verbreitung.

Wenn also unmittelbar vor dem Oligocän bereits so verschiedenalterige Gesteine an der Erdoberfläche

anstehen, während zur Zeit des oberen Juras noch wahrscheinlich marine Sedimente allenthalben abgelagert wurden, so müssen zwischen oberem Jura und Oligocän sehr bedeutende Dislokationen stattgefunden haben, und ihnen müssen höchst umfangreiche Abtragungen gewaltiger Schichtkomplexe gefolgt sein. Es wird nun unsere Aufgabe sein, diesen präoligocänen Dislokationen, so weit wie möglich, nachzugehen.

a) Die ostthüringische Monoklinale.

Am besten beginnen wir unsere Betrachtungen mit den einfachen Verhältnissen am Ostrande des Thüringer Beckens. Wenn man hier die präoligocäne Landoberfläche in der Richtung von SO nach NW, etwa in dem Querschnitt Schleiz-Apolda rekonstruiert, so sieht man sie immer jüngere Schichten schneiden; zuerst bilden alte Schiefer, dann Zechstein, endlich sämtliche Triasglieder in der Reihenfolge von unten nach oben den Untergrund der Peneplain. Bestätigt wird diese Anschauung durch die Lage des Oligocäns, das alle diese so verschiedenalterigen Gesteine, allerdings nicht direkt in diesem Querschnitte, in der gleichen Reihenfolge überdeckt. Es müssen also weit vor Ablagerung des Oligocäns diese Schichten des Flözgebirges und ihre altpaläozoische Schiefer-Unterlage schief gestellt und mehr oder minder stark abgewaschen worden sein. Die durch diese präoligocäne Dislokation geschaffene Lagerungsform nenne ich: die ostthüringische Monoklinale[1]).

Das Streichen der ostthüringischen Monoklinale läßt sich am besten in dem fast ganz geraden und verhältnismäßig schmalen Zechsteinbande Saalfeld-Weida erkennen; es ist ONO und bildet mit dem Streichen des alten Schiefergebirges, das zwischen NO und NNO liegt, einen Winkel von ca. 30°. Die Unterkante dieses Zechsteinbandes schneidet infolge dessen die Culmmulde von Ziegenrück im spitzem Winkel durch.

Das Zechsteinband Saalfeld-Weida läßt sich aber über diese beiden Orte mit gleichem Streichen nicht weiter verfolgen; an beiden Enden würde seine geradlinige Verlängerung direkt ins alte Schiefergebirge führen. An der Elster biegt der Zechstein plötzlich um und zieht, deren Lauf folgend, nach Norden; bei Saalfeld hingegen geht der Zechstein unvermittelt aus der ONO- in die WNW-Richtung über. Die gleiche Umbiegung

[1]) Vergl. auch Zimmermann: Erläut. zu Bl. Stadt Ilm der geolog. Spezialkarte, und zwar den Abschnitt: Lagerungsverhältnisse S. 45—57.

läßt sich, wenn auch nicht so stark, in den Triashorizonten der ostthüringischen Monoklinale feststellen.

Der Grund für das Umbiegen der Streichrichtung ist in beiden Fällen leicht ersichtlich; es erfolgt bei Saalfeld wie bei Weida deswegen, weil die Streichrichtung der ostthüringischen Monoklinale mit einer sehr bedeutenden Störungslinie zusammentrifft, die in hercynischer, d. h. WNW-Richtung verläuft. Wären nun diese hercynischen Dislokationen jünger als die ostthüringische Monoklinale, so würden sie diese voraussichtlich verwerfen, aber nicht wesentlich in ihrem Streichen ablenken. Dies ist jedoch nicht der Fall; ohne Bruch biegt das Zechsteinband Saalfeld-Weida an seinen beiden Endpunkten in die hercynische Richtung um. Ein Gegenstück hierzu hat GRUPE[1]) im Solling beobachtet; er hat gefunden, daß dort die Störungen der rheinischen, d. h. N—S-Richtung in scharfen Winkeln, aber ohne Bruch, in die der hercynischen Richtung übergehen und hat daraus mit Recht gefolgert, daß beide Störungsrichtungen das gleiche Alter besitzen. Denselben Schluß können wir aber auf die Verhältnisse im östlichen Thüringen übertragen. Wir dürfen also annehmen, daß die Bildung der ostthüringischen Monoklinale und die der beiden sie begrenzenden hercynischen Störungen in dieselbe Dislokationsperiode fällt. Damit wäre aber bereits das präoligocäne Alter von zwei hercynischen Störungslinien, und zwar den bedeutendsten, die das Thüringer Becken betroffen haben, bewiesen. Sehen wir nun zu, ob weitere Beobachtungen an die hercynischen Störungen selbst sich in das hier angenommene Bild einfügen.

b) Die Finnestörung.

Von allen Störungslinien, die das Gebiet zwischen Thüringer Wald und Harz durchziehen, ist die Finnestörung wohl die wichtigste. Sie bildet den eigentlichen Abschluß des Thüringer Zentralbeckens nach NO, die richtige Erkennung ihres Alters ist also auch für die Auffassung des Thüringer Beckens von maßgebender Bedeutung.

Am kräftigsten ist diese Störungslinie in dem Stück zwischen Unstrut und Saale ausgeprägt; an manchen Stellen ist hier ihr Bau äußerst kompliziert. Mit abnehmender Intensität läßt sie sich gegen WNW bis über Sondershausen hinaus

---

[1]) O. GRUPE: Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und Jertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. tahrb. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. 1908, S. 623.

wahrnehmen; nach OSO ist sie neuerdings durch K. Walther bis in die Gegend von Eisenberg verfolgt worden, wahrscheinlich streicht sie aber hier noch viel weiter. Ich möchte sogar annehmen, daß die bekannte Versenkung am Ida-Waldhause bei Greiz, dank deren sich eine Scholle von Muschelkalk mitten im Schiefergebirge erhalten hat, noch in Verbindung mit ihr steht. (Ein Zusammenhang dieser Scholle mit der Leuchtenburg-Störung, wie ihn Cotta[1]), annimmt, erscheint mir aus mehreren Gründen sehr unwahrscheinlich.)

Ich habe bereits in einem der früheren Kapitel ausgeführt, daß der Zug der Hainleite in den ausgedehnten Plateaus des Düns und Hainichs wurzelt. Nun wurden aber die Oberfläche der Hainleite wie die der weiter westlich gelegenen Muschelkalkplatten als präoligocäne Peneplain aufgefaßt. In der Hainleite fällt die Hochfläche aber keineswegs mit einer Schichtfläche zusammen, sondern schneidet diese, und zwar in desto steilerem Winkel, je mehr man sich von Westen her der Sachsenburger Pforte nähert. In dieser Steilstellung der Schichten hat man nun den ersten Beginn der Finnestörung zu erblicken; da aber die präoligocäne Landoberfläche die Schichten durchschneidet, so muß auch die Dislokation, wenigstens hier, der Oligocänzeit weit vorausgegangen sein.

Östlich von der Unstrut verschärft sich rasch die Dislokation. Aus einer Flexur wird eine Verwerfung, die an einzelnen Stellen in eine Überschiebung übergeht, an anderen sich in mehrere Bruchspalten gabelt. Es soll uns hier jedoch weniger der Charakter der Dislokation, als ihr Alter interessieren.

Unmittelbar östlich von der Sachsenburger Pforte findet sich nun wiederum ein sehr klarer Beweis für ihr präoligocänes Alter. An zwei Stellen liegt Oligocänkies auf den steilgestellten Schichtenköpfen des Muschelkalks, an der einen bedeckt er nach der Darstellung des Kartenblattes Schillingstädt Nodosus-Schichten, an der anderen Terebratelkalk des unteren Muschelkalks. Diese Auflagerung des Oligocäns ist nur denkbar, wenn man annimmt, daß der Muschelkalk sehr frühzeitig disloziert und schon vor dem Oligocän zu einer nahezu ebenen Fläche abgetragen worden war.

Weiter im Osten, bis zur Saale, scheinen solche Oligocänflecken leider im Störungszuge der Finne zu fehlen; dafür spricht aber die heutige Landoberfläche ein sehr deutliches Wort.

Zwischen Eckartsberga und Tauhardt dehnt sich ein weites

---

[1]) B. v. Cotta: Bemerkungen über Erhebungslinien im Thüringer Flözgebirge. N. Jahrb. f. Min. 1840, S. 272.

Buntsandstein-Plateau aus, dessen Meereshöhe etwa 300 m beträgt; durch den Sattel von Pleismar, der von der präglazialen Ilm überflossen worden ist, hängt es mit einer anderen Hochfläche zusammen, die in der Gegend von Dietrichsroda und Burkersroda ca. 290 m Meereshöhe erreicht. Diese Flächen senken sich langsam nach Osten; in ihrer Verlängerung liegt, östlich von der Talfurche des Hasselbaches, die Hochfläche des Langen Berges ca. 260 m über NN; sie trägt bereits Oligocän. Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß alle diese Hochflächen, die heute noch nicht stark zerschnitten sind, ursprünglich ein großes zusammenhängendes Plateau bildeten; da aber auf dem Langen Berge oligocäne Kiese die Hochebene überdecken, so wird man in der Oberfläche des gesamten Plateaus eine präoligocäne Peneplain zu sehen haben. Nordwestlich von Tauhardt steigt die Plateaufläche des Buntsandsteins noch erheblich an und erreicht in den südöstlichen Teilen der Schrecke Höhen von über 360 m.

An die Hochflächen der Finne grenzt im Südwesten das tief erodierte Keupergebiet, als dessen beide Brennpunkte wir Buttstädt und Kölleda bezeichnen können. Es ist ein Hügelland mit langgestreckten Rücken, die nur selten Höhen von 260 m erreichen, meist aber erheblich darunter bleiben. An der Grenze dieses tief erodierten Keupergebietes und der Buntsandsteinhochfläche der Finne aber liegt der schmale, steilgestellte Muschelkalkzug, der von der Sachsenburger Pforte bis über Eckartsberga hinaus zu verfolgen ist.

Es ist nun selbstverständlich, daß dieser Muschelkalkzug, der das tiefgelegene Keupergelände nach NO abschließt, durch Erosion mannigfaltig zerstückelt und erniedrigt worden ist. An einzelnen Stellen aber erreichen auch heute noch die Muschelkalkhöhen die der Buntsandsteinplateaus, d. h. die der präoligocänen Peneplain. So haben die höchsten Erhebungen zwischen dem Burgberg bei Eckartsberga und Burgholzhausen 290 bis 300 m Meereshöhe, d. h. sie liegen in dem Niveau der Buntsandsteinfläche von Tauhardt. Nordwestlich von Burgholzhausen, wo die Sandsteinflächen ihre größte Meereshöhe erreichen, übersteigen auch die Spitzen des Muschelkalkrückens 300 m, sie erreichen sogar am Kinselsberge bei Burgwenden 380 m, während die entsprechende Höhe im Buntsandsteingebiet nur etwas über 360 m liegt.

Aus allen diesen Beobachtungen läßt sich ungezwungen wohl nur der eine Schluß ableiten: daß die Buntsandsteinplateaus und der Muschelkalkzug der Finne, Schrecke und Schmücke ursprünglich eine zusammenhängende

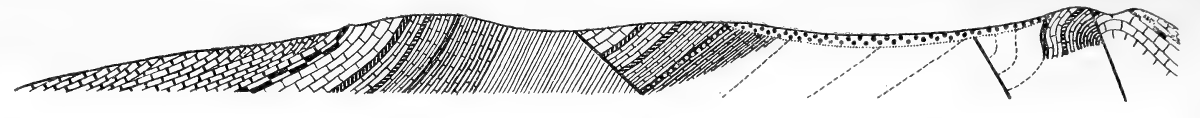
Tafel bildeten, deren Oberfläche eine alte, präoligocäne Landoberfläche darstellt.

Diese Tafel hat durch postoligocäne Krustenbewegungen ihre heutigen Höhenlage und ihre Schiefstellung erhalten. Wären die zahlreichen Flexuren, Überschiebungen und Verwerfungen der Finne-Störungszone erst in postoligocäner Zeit aufgetreten, so hätten sie die Tafel in der mannigfaltigsten Weise zerstückeln müssen. Sie hätten Stufen, Absätze, Furchen und Höhenzüge hervorrufen müssen, die heute noch ebenso oder noch besser sichtbar wären, wie die präoligocäne Peneplain. Allein davon ist nichts zu sehen. Selbst sehr bedeutende Verwerfungen treten an der Oberfläche gar nicht hervor. HENKEL, dem wir so viele schöne Beobachtungen über den Störungszug der Finne verdanken, sagt[1]) selbst bei Beschreibung einer Dislokation, die sämtliche Glieder des Muschelkalks an Buntsandstein stoßen läßt: „Sehr zu beachten ist, daß diese Spalte, an der eine vertikale Verschiebung von mindestens 200 m stattgefunden hat, nicht die geringste direkte Spur an der Oberfläche mehr erkennen läßt." Ebenso zeigen HENKELS Profile 2 und 3, daß die höchst bedeutende Verwerfung an der Kahre bei Eckartsberga, die Mittleren Muschelkalk neben Röt, Oberen Wellenkalk neben Mittleren Buntsandstein lagert, in der Landschaft gar nicht hervortritt (vgl. Figur 16). Wenn in der Störungszone der Finne ein unruhiges Relief entstanden ist, so ist es niemals direkt durch tektonische Bewegungen, sondern ganz ausschließlich durch die verschiedene Widerstandsfähigkeit der Gesteine hervorgerufen worden. Schwer angreifbare Gesteine wie der Untere Muschelkalk, treten in Gestalt von Rücken und Kuppen heraus, leicht verwitternde, wie Unterer und Oberer Buntsandstein bilden Vertiefungen. Dies aber geschieht ohne jede Rücksicht darauf, ob die betreffenden Gesteine in Horsten oder in Gräben anstehen. SCHÜTZES[2]) Bemerkung, daß „die speziellere Gliederung des Geländes in Berg und Tal in dem Störungsgebiet allüberall durch die Verwerfungen bedingt wird", ist zweifellos unrichtig und wird am besten durch seine eigenen Profile selbst widerlegt. So treten in seinem Profil 8, Schmiedehäuser Chaussee-Steinberg, (kopiert in Figur 16) hintereinander drei Verwerfungen auf, die auch nicht die geringste Gliederung der tischebenen Hochfläche hervorzubringen vermögen.

---

[1]) L. HENKEL: Beiträge zur Geologie des nordöstlichen Thüringens. Beil. z. Jahresber. d. Kgl. Landesschule Pforta. Naumburg 1903, S. 18.

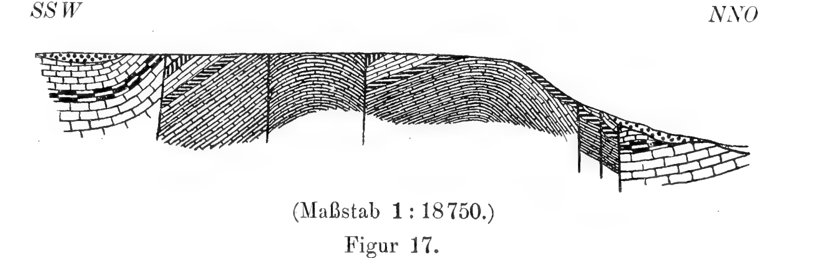
[2]) E. SCHÜTZE: Tektonische Störungen der triad. Schichten bei Eckartsberga usw. Jahrb. Kgl. Preuß. Geolg. Landesanst. 1898, S. 98.



Maßstab der Länge und Höhe 1 : 7500.

Fig. 16.

Profil durch die Störungszone der Finne bei Eckartsberga (nach HENKEL).



(Maßstab 1 : 18750.)

Figur 17.

Profil Schmiedehäuser Chaussee-Steinberg bei Camburg, nach SCHÜTZE.

Zeichenerklärung zu Fig. 15—17.

Unterer Buntsandstein	Unterer Wellenkalk	Terebratelkalk	Trochitenkalk
Mittlerer Buntsandstein	Oolithbänke	Schaumkalk	Nodosenkalk
Oberer Buntsandstein	Oberer Wellenkalk	Mittlerer Muschelkalk	Diluvium und Alluvium

Im Profil 3 lagert nördlich vom Burgberg Mittlerer Buntsandstein, südlich von ihm Lettenkohle in annähernd gleicher Höhe, obgleich ihre tektonische Wertigkeit nach SCHÜTZE sehr verschieden ist.

Wir gelangen also zu dem Ergebnisse: Auch in den Höhenzügen, die das Thüringer Zentralbecken zwischen Saale und Unstrut nach Nordosten abgrenzen, ist eine präoligocäne Landoberfläche deutlich wahrnehmbar. Die zahlreichen und teilweise sehr intensiven Störungen der Finne-Zone dislozieren die Peneplain nicht, sondern werden von dieser abgeschnitten, sie müssen demnach weit vor der Oligocänzeit angelegt worden sein. Wenn Finne, Schmücke und Schrecke heute als Höhenzüge hervortreten, so verdanken sie das teils der Hebung der präoligocänen Peneplain im ganzen, teils der postoligocänen Erosion. Am schärfsten tritt der Muschelkalkzug der Hainleite und der Schmücke dort hervor, wo, wie in der Nachbarschaft der Sachsenburger Pforte, Keuper südlich, Buntsandstein nördlich von ihm am stärksten weggeführt worden sind.

Nach Überschreitung der Saale setzt sich die Störungszone der Finne in zwei Mulden fort, wie insbesondere K. WALTHER[1]) gezeigt hat. Bei Rockau, Mertendorf und Poppendorf überlagert Oligocän gleichmäßig die eingeebnete Oberfläche der einen Mulde; nahe beieinander liegt es auf sämtlichen Muschelkalk-Horizonten von Unterem Wellenkalk bis zu den Nodosen-Schichten. Schon K. WALTHER hat daraus den selbstverständlichen Schluß gezogen, daß die Störungen alt- oder voroligocänes Alter haben müssen. Nach unserer Auffassung trennt sie ein langer Zeitraum vom Oligocän, denn die von ihnen hervorgerufenen Verbiegungen der Erdoberfläche mußten bereits ausgeglichen sein, als sich das Oligocän ablagerte.

Die nördliche der beiden Schichtmulden geht südöstlich von Thierschneck wieder in eine Verwerfung über, die besonders bei Gösen sehr deutlich zu erkennen ist. Auch hier überdeckt das Oligocän, worauf speziell eine Fußnote in K. WALTHERS Arbeit hinweist, die beiden an der Verwerfungskluft liegenden Gesteine, die Dislokation erweist sich also als präoligocän.

In dem Buntsandsteingebiet südöstlich von Eisenberg ist die Störungszone bisher noch nicht nachgewiesen worden. Nach freundlichen Mitteilungen von Herrn Professor KOLESCH-Jena

---

[1]) K. WALTHER: Geologische Beobachtungen in der Gegend von Jena. N. Jahrb. f. Min. Beilage-Band **21**, 1905, S. 63 ff.

kann aber die Verwerfung Gösen-Eisenberg mit Sicherheit bis zu der sog. Alten Straße verfolgt werden, die Weißenborn mit Seifartsdorf verbindet.

Ich möchte weiter das Auftreten des Zechsteins bei Töppeln, die Verwerfung im Buntsandstein bei Scheiben-Grobsdorf, schließlich auch die ausgedehnte Versenkung von Buntsandstein in alte Schiefer in der Nachbarschaft von Niebra und Berga mit der Störungszone der Finne in Verbindung setzen. Letztere aber weist auf die isolierte Muschelkalk-Scholle vom Ida-Waldhause bei Greiz hin, und in ihr dürfte wohl die allerletzte erkennbare Äußerung der Finnestörung zu erblicken sein. Darin, daß sich ihr WNW-Streichen allmählich in NW- und schließlich in N-Streichen abändert, darf man wohl eine Beeinflussung durch die ostthüringische Monoklinale erkennen. Im ganzen Verlaufe dieser langen Störungszone deutet nichts auf starke postoligocäne Dislokationen hin. Hingegen lassen die Beziehungen zu oligocänen Sedimenten und zur präoligocänen Abtragungsebene an vielen Stellen deutlich erkennen, daß die Hauptdislokationsperiode dem Oligocän weit vorausgegangen ist.

Die Störungszone der Finne gehört (in weiterem Sinne) (vgl. auch S. 378) dem Südwestflügel einer gewaltigen weitgespannten präoligocänen Antiklinale an. Den Kern der Antiklinale bildet im nordwestlichen Teile der Störungszone der Harz. Östlich von Sondershausen aber tritt im Kyffhäuser ein zweiter Antiklinalkern auf, der sich nach Südosten bis zu den permischen Hügeln von Bottendorf verfolgen läßt. Zwischen Kyffhäuser und Harz aber liegt eine verhältnismäßig schmale präoligocäne Mulde, deren Verlauf etwa die Goldene Aue bezeichnet. Wir kommen auf den Zusammenhang zwischen den dislozierten Triaszügen am Nordostrande des Thüringer Zentralbeckens und dem Harz, bzw. dem Kyffhäuser später noch einmal im einzelnen zurück, wenden uns aber jetzt zunächst der Störungszone von Saalfeld-Blankenburg und ihrer Fortsetzung nach WNW zu.

c) Die Störungszone Eichenberg-Gotha-Arnstadt-Saalfeld.

Von allen Dislokationszonen, die Thüringen durchqueren, ist dies die längste und für unsere Betrachtungen insofern recht wichtig, als sie in einem Teile ihres Verlaufes als Rand-

spalte des Thüringer Waldes auftritt, zum größten Teile aber das Thüringer Becken durchzieht.

Wir haben bereits früher festgestellt, wie die ostthüringische Monoklinale bei Saalfeld ohne Bruch in diese Störungszone umlenkt; da aber jene unzweifelhaft präoligocän ist, so muß es auch diese, wenigstens auf der Strecke Saalfeld-Blankenburg, sein. (Es soll hier vorausgeschickt werden, daß die präoligocäne Dislokationszone sehr viel später auch von postoligocänen Krustenbewegungen benutzt worden ist, die den Thüringer Wald über das Triasvorland emporhoben.)

Das Vorhandensein einer kräftigen präoligocänen Störung in der Zone Saalfeld-Blankenburg kann man übrigens auch auf anderem Wege noch ableiten. Nördlich von Saalfeld bildet hauptsächlich Muschelkalk den Untergrund der präoligocänen Peneplain, während südlich von der Zone Blankenburg-Saalfeld die, heute allerdings nur in geringen Resten erhaltene, Peneplain bereits das Schiefergebirge anschneidet. Rekonstruiert man die Sachlage, wie sie bei Beginn der Oligocänzeit bestand, so sieht man, daß nördlich und südlich von dem heutigen Unterlaufe der Schwarza sehr verschiedenalterige Gesteine an die Erdoberfläche traten. Dies aber ist nur denkbar, wenn an ihrer Grenze weit vor dem Oligocän eine gewaltige Störung verlief, infolge deren das Schiefergebirge im Süden schon frühzeitig von seinem Sedimentmantel befreit wurde.

In dem ausgedehnten Buntsandsteingebiete des Paulinzeller Forstes ist die Saalfeld-Blankenburger Störung bisher noch nicht verfolgt worden; sie wird erst wieder deutlich sichtbar, wo sie südöstlich von Gösselborn das Muschelkalkgebiet betritt. Man kann die Dislokation von Gösselborn als eine durch zahlreiche Brüche komplizierte Flexur ansehen, an der der Nordostflügel abgesunken ist. Jedoch macht sich diese Bewegung in der Landschaft gar nicht mehr bemerkbar. Im Gegenteil, der abgesunkene Muschelkalk erhebt sich heute hoch über das Buntsandsteingelände. Die ganze Scenerie ist lediglich ein Werk der Erosion, die härteren Gesteine bilden die Höhen, die weicheren die Tiefen, ohne daß irgend eine Beziehung zu ihrer ursprünglichen, durch die Tektonik bedingten Lage zu erkennen ist[1]). (Fig. 18.)

Noch viel deutlicher tritt die völlige Unabhängigkeit des heutigen Reliefs dem Gebirgsbau im weiteren Verlaufe der

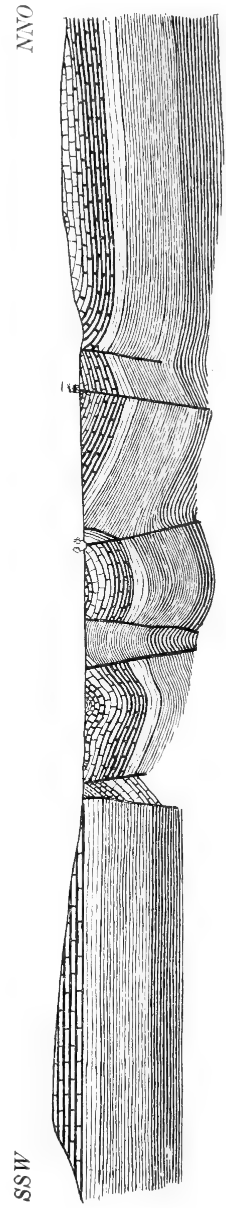
---

[1]) Schon ZIMMERMANN hält im Jahre 1892 das präoligocäne Alter der Störungen auf Blatt Stadt Ilm für wahrscheinlich. Erläuterung zu Blatt Stadt Ilm d. geol. Spezialkarte v. Preußen, S. 57.

Störungszone hervor. Der Kalkberg und die anderen Muschelkalkhöhen bei Haarhausen liegen in einer Antiklinale, die Wachsenburg und der Rohnberg in einer Synklinale; in beiden Fällen ragen diese Höhen über das benachbarte Gebiet flachgelagerter Keupermergel hervor, die Gesteine der Synklinale sogar noch stärker als die der Antiklinale. An dem Bau des Seeberges bei Gotha beteiligen sich ebenfalls, in edler Unparteilichkeit, antiklinal gestellter Muschelkalk und synklinal gelagertes Rät, wobei wiederum die Synklinalgesteine ein höheres Niveau einnehmen als die antiklinalen.

Ich werde später an dem besonders klaren Falle der Leuchtenburg bei Kahla den Beweis erbringen, daß diese Unabhängigkeit des heutigen Reliefs von der Tektonik, die in vielen Fällen direkt zu einer Umkehrung des ursprünglichen Reliefs führt, nur dann eintreten kann, wenn die Erdoberfläche durch das Stadium einer Peneplain hindurchgegangen ist.

Nordwestlich von Gotha nähert man sich bereits wieder der Peneplain des Hainichs. Wie nicht anders zu erwarten, machen sich hier die Dislokationen an der Erdoberfläche morphologisch nicht mehr bemerkbar. Schon in dem flachen Krahn-



Maßstab ca. 37 500 in Länge und Höhe.

Fig. 18.

Profil durch die Saalfeld-Arnstadter Störungszone auf Blatt Stadt Ilm zwischen Singerberg und Silberberg (nach ZIMMERMANN Erl. zu Bl. Ilmenau.)

Zeichenerklärung wie in Figur 16.

berg bei Gotha treten weder die synklinal noch die antiklinal gestellten Partien in der Landschaft hervor.

Es hat keinen Zweck, die Störungszone weiter bis ins Leinetal zu verfolgen; schon das hier Gesagte genügt wohl, um zu beweisen, daß die Störungen in der Hauptsache weit vor der Oligocänzeit erfolgten, wenn auch postoligocäne Bewegungen, besonders im südöstlichen Teile der Dislokationszone, den älteren gefolgt sind.

d) Die nördlichen Randspalten des nordwestlichen Thüringer Waldes.

Völlige Analoga zu der Störungszone Eichenberg-Saalfeld stellen die übrigen nördlichen Randspalten des Thüringer Waldes dar. Sie grenzen, wie diese, eine Zeitlang, den Thüringer Wald gegen sein Triasvorland ab und ziehen dann geradlinig verlaufend, mehr oder minder weit in das Triasgebiet hinein. In dieser Art kann man mindestens 4 einander ablösende Dislokationen nachweisen, die von Amt Gehren-Langewiesen, die von Friedrichsanfang-Ohrdruf-Waltershausen, die von Friedrichroda-Tabarz und schließlich jene komplizierte[1]) Störungszone, die westlich von Thal beginnend über Eisenach nach Creuzburg und Netra streicht.

Weder von einer alten Landoberfläche noch von oligocänen Sedimenten hat sich im Gebiete dieser Störungen etwas erhalten. Daß auf diesen Bruchlinien postoligocäne Bewegungen stattfanden, geht aus ihrer Funktion als Randspalten des Thüringer Waldes hervor. Darauf, aber daß ihnen bereits präoligocäne Bewegungen vorausgingen, deutet die völlige Analogie mit der Störungszone Saalfeld-Eichenberg hin. Auf ein hohes Alter der Störungslinien läßt aber auch die Umkehrung des ursprünglichen Reliefs schließen, wie sie an manchen Stellen im Triasgebiete wahrzunehmen ist. So erhebt sich an der Gräfenhain-Waltershauser Verwerfung der abgesunkene Muschelkalk stellenweise ziemlich hoch über den stehengebliebenen Buntsandstein.

e) Die südlichen Randspalten des Thüringer Waldes.

Was für die Störungen am Nordrande des nordwestlichen Thüringer Waldes wahrscheinlich ist, dürfte aber auch für seine

[1]) E. Naumann: Über Gebirgsstörungen am Nordwestende des Thüringer Waldes. Jahrb. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. 1905, S. 680.

südwestlichen Randstörungen Gültigkeit besitzen. Daß insbesondere die lange Verwerfungskluft, die von der Stockheimer Perminsel bis über Suhl hinaus verläuft, schon einmal in präoligocäner Zeit angelegt worden war, unterliegt wohl keinem Zweifel. Diese Dislokation läßt in ihrem südöstlichsten Teile Culm an Buntsandstein treten. Da sich aber im Culmgebiet die präoligocäne Peneplain ausgezeichnet erhalten hat, so muß hier Trias schon sehr frühzeitig abgetragen worden sein. Die heutige Randspalte trennte also schon weit vor dem Oligocän hochgelegenes Gebiet im Nordosten, von dem bis zur präoligocänen Peneplain sehr viel abgetragen wurde, von tiefgelegenem im Südwesten, das viel weniger durch die Erosion angegriffen wurde.

Wenn sich aber diese lange Bruchlinie als bereits weit vor dem Oligocän angelegt erweist, so ist dies für die in ihrer nordwestlichen Verlängerung liegenden übrigen Spalten am Südwestrande des Thüringer Waldes zum mindesten äußerst wahrscheinlich.

Nach dieser Auffassung hat also nicht nur das Thüringer Schiefergebirge, sondern auch der aus Rotliegend-Gesteinen bestehende Nordwestteil des Thüringer Waldes bereits lange vor dem Oligocän einmal als Gebirge bestanden.

f) Die Störungen im Triasgebiet südwestlich vom Thüringer Walde.

A. Die Dislokationen von Hessles-Näherstille und vom Kleinen Dolmar.

Den mittleren Teilen des Thüringer Waldes im Südwesten vorgelagert sind die merkwürdigen, von BÜCKING[1]) so genau beschriebenen Störungen von Hessles-Näherstille und vom Kleinen Dolmar. Es handelt sich hier nicht um Verwerfungen, sondern um Überschiebungen. Zechstein ist in das Niveau des Buntsandsteins hinaufgepreßt worden, im Liegenden der Dislokationskluft wurde aber an vielen Stellen Muschelkalk in ein tieferes Niveau hinabgedrückt. Also, wenn man sich so ausdrücken darf, gleichzeitig Überschiebung und Unterschiebung.

---

[1]) H. BÜCKING: Gebirgsstörungen und Erosionserscheinungen südwestlich vom Thüringer Walde. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt 1880, S. 60. — Gebirgsstörungen südwestlich vom Thüringer Wald. Ebenda, 1884, S. 546.

Diese höchst interessanten Dislokationen liegen in tief erodiertem Buntsandsteingebiet. Von einer präoligocänen Peneplain oder von oligocänen Sedimenten ist in ihrer Nachbarschaft nichts erhalten geblieben.

Aber das heutige Relief der Störungszonen scheint darauf hinzudeuten, daß sie im wesentlichen schon vor dem Oligocän bestanden haben. Nicht durch die tektonische Wertigkeit, sondern nur durch die verschiedene Widerstandsfähigkeit gegen die zerstörenden Kräfte wird die heutige Höhenlage der verschiedenen, in der Dislokation aneinanderstoßenden Gesteine bestimmt. Die härteren Gesteine des Zechsteins und Muschelkalks ragen über die weicheren des Unteren und Oberen Buntsandsteins empor.

Allerdings läßt die heutige Form der Oberfläche in diesem Falle keinen ganz bestimmten Schluß auf die präoligocäne Anlage der Dislokationen zu, da es sich hier augenscheinlich nicht um eine Umkehrung eines uralten Reliefs handelt. Daß aber auch dieser Zug von Dislokationen nicht erst im Tertiär entstanden ist, macht abgesehen von allem anderen ein Vergleich mit den Thüringerwald-Spalten und mit den weiter südwestlich gelegenen, besonders den Störungen der Marisfelder Mulde, zum mindesten sehr wahrscheinlich.

B. Die Marisfelder Mulde und die Störungen des Hahnberges.

Dort, wo in größerer Entfernung vom Thüringer Walde Basalt und oligocäne Schotter die alte Peneplain überdecken, gewinnen wir wieder festeren Boden.

Von großer Bedeutung sind besonders die Verhältnisse am Großen Dolmar. Den obersten Teil des aussichtreichen Berges bildet eine Basaltmasse von birnenförmigem Umriß, die Triasgesteinen von sehr verschiedenem Alter auflagert[1]).

Der südwestliche, breitere Teil des Stromes liegt auf Unterem, an zwei Stellen auf Mittlerem Keuper, die nordöstliche, verschmälerte Partie der Reihe nach auf sämtlichen Triashorizonten vom Oberen Muschelkalk bis zum Röt. Um diese Auflagerung eines nicht sehr ausgedehnten Restes einer

---

[1]) Die eigentümliche Form des Großen Dolmars läßt Bücking und Frantzen (Erläut. Bl. Wasungen, S. 36) vermuten, daß der Basalt nicht ausschließlich den Rest einer Decke darstellt, sondern zum Teil auch als Ausfüllung einer Spalte zu betrachten ist. Die Frage dürfte im Augenblicke kaum zu entscheiden sein. Doch wird man für eine Spalte kaum eine größere Breite als 20, höchstens 50 m annehmen dürfen. Danach wäre aber auch der verschmälerte Nordostteil der Basaltmasse der Hauptsache nach als Deckenrest zu bezeichnen.

Basaltdecke auf so verschiedenen Gesteinen zu verstehen, muß man annehmen, daß die Trias schon lange vor dem Erguß des Basaltes steilgestellt worden war; da aber die Unterfläche des Basaltes ziemlich eben ist, müßten die dislozierten Schichten auch wieder eingeebnet worden sein. Wenn nun dem Basalte des Großen Dolmars, wie es wahrscheinlich ist, altmiocänes Alter zukommt, so wird man kaum fehlgehen, wenn man die Steilstellung seiner Triasunterlage als präoligocän ansieht.

Nun beginnt aber am Großen Dolmar die Marisfelder Mulde, die Basaltdecke überlagert das Zentrum und den nordöstlichen Flügel der hier noch ziemlich einfachen Synklinale. Wenn man also die Mulde unter dem Dolmar-Basalt im wesentlichen als präoligocän ansieht, so wird man diesen Schluß auch auf die so äußerst kompliziert gebaute Marisfelder Mulde übertragen dürfen. Dieser Auffassung scheint allerdings die oft betonte Beobachtung zu widersprechen, daß die tektonische Mulde auch heute noch als sehr deutliche orographische Mulde in der Landschaft zu erkennen ist. Dies könnte vielleicht darin seinen Grund haben, daß in dem am stärksten dislozierten Teile der Marisfelder Mulde postoligocäne Erdbewegungen den präoligocänen gefolgt sind. (Am Großen Dolmar haben gleichgerichtete vor- und nachbasaltische Krustenbewegungen nicht stattgefunden; im Gegenteil, der die Muldenmitte überlagernde Basalt liegt mit seiner Unterkante genau 100′ höher als der von ihr am weitesten entfernte). Zum allergrößten Teile aber dürfte die heutige orographische Muldenform der Marisfelder Mulde davon herrühren, daß infolge von präoligocänen Krustenbewegungen sich in ihrer Mitte leicht zerstörbare Gesteine erhielten, die in postoligocäner Zeit zum größten Teile entfernt wurden.

Daß die Verhältnisse am Großen Dolmar auf eine präoligocäne Störungsperiode von erheblicher Bedeutung und eine ihr folgende Denudation hinweisen, hat übrigens schon im Jahre 1873 Emmrich[1]) klar erkannt; auch die hier stets betonte Auffassung, daß (vielfach) „Hebungen und Senkungen der tertiären Zeit den alten präoligocänen Störungslinien folgten“, hat Emmrich schon in jener Arbeit ausgesprochen.

Vielleicht noch interessanter und instruktiver als am Großen Dolmar liegen die Verhältnisse am Hahnberg bei Oberkatz. Es ist dies eine etwa in Nord-Süd-Richtung langgestreckte, unregelmäßig zerlappte Basaltmasse, die teils einer

---

[1]) Emmrich: Geologische Skizze der Umgegend von Meiningen II. Meininger Realschulprogramm 1873, S. 8 u. 9.

dünnen Lage von Oligocänschottern, teils verschiedenen Triashorizonten vom Oberen Muschelkalk bis zum Mittleren Keuper aufruht. Die Triasschichten an der Basis des Hahnberg-Basaltes bilden eine Mulde, die schon in präoligocäner Zeit angelegt und eingeebnet worden war, wie die Auflagerung der Oligocänschotter zweifellos erkennen läßt. Auch die von BÜCKING gezeichneten Profile[1]) (vergl. Fig. 19) lassen diese präoligocäne Mulde deutlich erkennen, zugleich zeigen sie aber

Maßstab in Höhe und Länge 1:37500.

Fig. 19.

Profil durch das Ritterholz und den Hahnberg (nach BÜCKING).

Zeichenerklärung:

Oberer Buntsandstein
Wellenkalk
Mittlerer Muschelkalk
Trochitenkalk
Nodosenkalk
Unterer Keuper
Mittlerer Keuper
Oligocän
Basalt

(Zum Basalt gehört auch die nicht signierte diskordant aufgelagerte Gesteinspartie in der Mitte des Profils.)

auch, daß sich an der gleichen Stelle vor Bildung der Basaltdecke eine zweite, sehr viel schwächere Einmuldung vollzog, von der auch die Oligocän-Schotter betroffen worden sind.

Im Osten wie im Westen wird die Hahnberg-Mulde von langgestreckten, ebenfalls Nord-Süd streichenden, sehr bedeutenden Verwerfungen begleitet, von denen die östliche das gesamte Meßtischblatt Oberkatz durchzieht. Die Sprunghöhe an beiden Störungen ist so bedeutend, daß Mittlerer Keuper an der östlichen stellenweise an Unteren Muschelkalk, an der westlichen sogar an Röt angrenzt.

Sind nun diese Verwerfungen, ebenso wie die von ihnen eingefaßte Mulde, im wesentlichen als präoligocän zu deuten? Dafür spricht m. E. sehr lebhaft die Landschaftsform. Wäre der, geologisch gesprochen, sehr tiefe Hahnberg-Graben postoligocän, so müßte er sich wie der Rheintalgraben in der Landschaft sehr deutlich bemerkbar machen. Dies ist jedoch

[1]) Erläuterungen zu Blatt Oberkatz der geol. Spezialk. von Preußen, 1889. Profil 2.

keineswegs der Fall. Die abgesunkene und die beiden stehengebliebenen Schollen liegen, orographisch gesprochen, in demselben Niveau. Sehr deutlich zeigt das Kartenbild und besonders auch BÜCKINGS Profil, wie die gewaltige Westverwerfung von der präbasaltischen (und im wesentlichen auch präoligocänen) Landoberfläche glatt abgeschnitten wird. Das ist aber natürlich nur dann möglich, wenn die Dislokation und die ihr folgende Denudation dem Erguß der Basalte weit voraufgingen.

Was der Parallelismus der Hahnberg-Mulde mit ihren beiden Randverwerfungen und analoge Fälle aus anderen Gebieten Mitteldeutschlands von vornherein vermuten ließen, findet also hier seine Bestätigung: Nämlich daß die Dislokationen des Hahnberges sämtlich gleichalterig sind und im wesentlichen in eine präoligocäne Periode versetzt werden müssen.

g) Die Leuchtenburg-Störung und das Tannrodaer Gewölbe. Umkehrung des Reliefs.

Nachdem wir festgestellt haben, daß auch südwestlich vom Thüringer Walde ein Teil der Störungen im wesentlichen in eine präoligocäne Periode fällt, ein anderer aber neben einer präoligocänen auch eine postoligocäne Phase besitzt, kehren wir in das Thüringer Becken zurück.

Von den zahlreichen, hier auftretenden Störungslinien sind die wichtigeren bereits besprochen worden, von den weniger bedeutenden sollen nur noch zwei besondere Erwähnung finden, weil wir an sie Betrachtungen allgemeiner Natur anknüpfen dürfen. Es sind dies der Leuchtenburg-Graben und die Aufsattelung von Tannroda.

In beiden Fällen läßt ein Vergleich der heutigen morphologischen Verhältnisse mit denen, wie sie ursprünglich durch die Störungen hervorgerufen sein müssen, eine Umkehrung des orographischen Reliefs wahrnehmen. In der Leuchtenburg-Störung ist „der geotektonische Graben zum orographischen Horst geworden“, wie sich E. NAUMANN[1]) kurz und treffend ausdrückt; der Sattel von Tannroda ist aber zu einem „Aufbruchskessel“ umgestaltet worden, der rings von steilen Muschelkalkabstürzen überhöht wird.

---

[1]) E. NAUMANN: Tekton. Störungen der triad. Schichten in der Umgebung von Kahla. Inaug.-Diss. Berlin 1898. (Jahrb. K. Preuß. Geol. Landesanst. für 1897.)

Der Tannrodaer Sattel und die Leuchtenburg-Störung bilden nach NAUMANN eine genetische Einheit und sind daher als gleichalterig aufzufassen. Der Graben der Leuchtenburg ist die Sattelspalte, die das Gewölbe von Tannroda auf dessen Nordostflanke begleitet.

Leuchtenburg-Graben wie Tannrodaer Gewölbe werden von REGEL und NAUMANN als zweifellos tertiäre Bildungen angesehen; die Erfahrungen an anderen Störungslinien dürfen uns hiergegen mißtrauisch machen, und wir werden sehen, wie tatsächlich für beide Dislokationen ein präoligocänes Alter sich als unabweisbar herausstellt. Legen wir uns nun die Frage vor, ob sich ein orographisches Relief auch dann umkehren kann, wenn der Gang der Denudation nie wesentlich unterbrochen oder modifiziert worden ist, oder ob eine so gestaltete Landschaft stets durch das Stadium einer Peneplain hindurchgegangen sein muß.

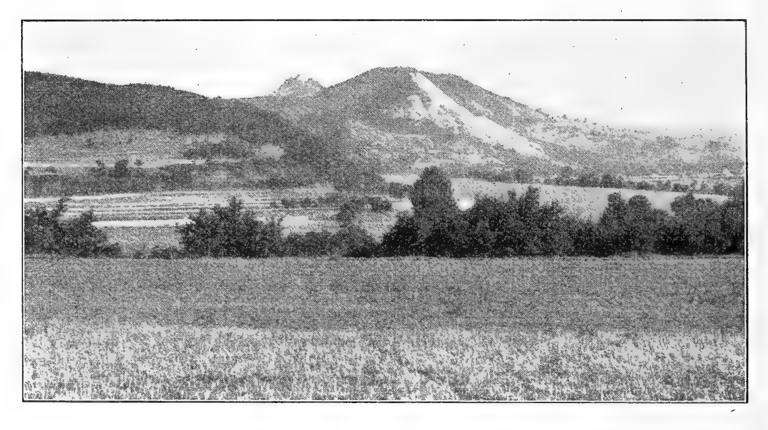
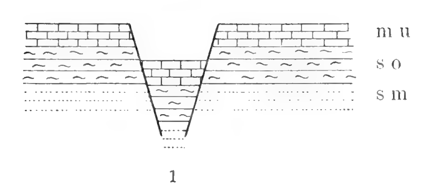
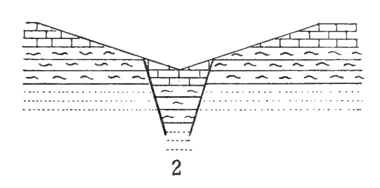


Fig. 20.
Die Leuchtenburg uud der Dohlenstein bei Kahla, von NW her gesehen.

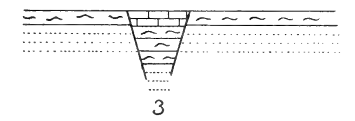
Am leichtesten werden wir der Lösung dieser Frage näherkommen, wenn wir die wahrscheinlichen Schicksale der Leuchtenburg-Region verfolgen (vgl. Fig. 21, 1—4). Hier bildete sich in einer Zeit, in der rings in der Nachbarschaft noch mindestens Unterer Muschelkalk vorhanden war, ein tektonischer Graben. Höchst wahrscheinlich wurde er zunächst von einem Flusse durchströmt, in der ersten Zeit war daher wohl die Abtragung im Graben intensiver als an seinen Rändern, und sie wurde wohl noch dadurch begünstigt, daß die Gesteine bei der Bildung des



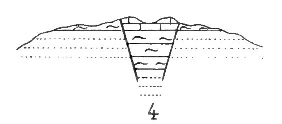
Leuchtenburg-Graben, erstes Stadium. Dem tektonischen Graben entspricht der orographische, in der Grabentiefe wie an seinen Rändern steht Unterer Muschelkalk an.
s m Mittlerer Buntsandstein. s o Oberer Buntsandstein. m u Unterer Muschelkalk.



Leuchtenburg-Graben, zweites Stadium. Der Graben vertieft und erweitert sich durch Flußerosion.



Leuchtenburg-Graben, drittes Stadium. Der Graben und seine Umgebung wird zur Peneplain abgetragen, deren Untergrund teils Oberer Buntsandstein, teils Unterer Wellenkalk bilden.



Leuchtenburg-Graben, heutiges Stadium. Die Peneplain wird gehoben und erneuter Erosion ausgesetzt, die nur noch die Zerstörbarkeit der Gesteine, nicht mehr den früheren tektonischen Wert berücksichtigt.

Fig. 21.

schmalen Grabens stark zerklüftet und zertrümmert worden waren. Im Laufe der Zeit mußte aber, eine konstante Lage der Erosionsbasis vorausgesetzt, das Einschneiden auf der Sohle des Grabens auf-

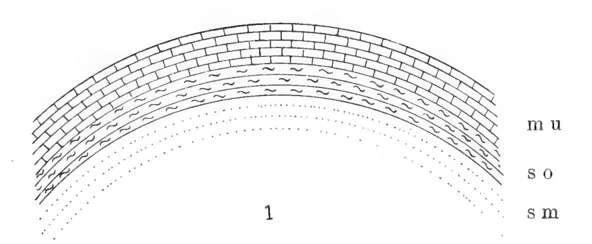
hören, es schnitten sich nur noch die Seitenbäche ein, und der Hauptfluß arbeitete nunmehr ausschließlich an der Verbreiterung seines Bettes. Schließlich entstand eine Peneplain, deren Untergrund im Bereiche des ehemaligen Grabens harter Muschelkalk, außerhalb der Grabenspalten aber weicherer Buntsandstein bildete. Nun erfolgte (im Oligocän und später) eine Hebung der gesamten Peneplain, und damit waren die Flüsse in Stand gesetzt, von neuem sich einzuschneiden. Jetzt aber ging naturgemäß dieser Prozeß rascher in dem weniger widerstandsfähigen Buntsandstein als in dem schwerer erodierbaren Muschelkalk vor sich. Auf diese Weise wurde aus dem ursprünglichen Graben ein Höhenzug.

Notwendig erscheint dabei, daß das ursprüngliche Flußsystem ganz ausgeschaltet wurde und sich an dessen Stelle ein neues bildete. Daß eine gänzliche Umgestaltung der Erosion ohne das Zwischenstadium einer Peneplain vor sich ging, erscheint nur in einem Falle denkbar: wenn die Nachbargesteine des Grabens bereits ursprünglich weicher waren, als die im Graben selbst. Dann konnten Nachbarflüsse den Fluß des Grabens allmählich „rauben" und die Erosion in ihm lahmlegen.

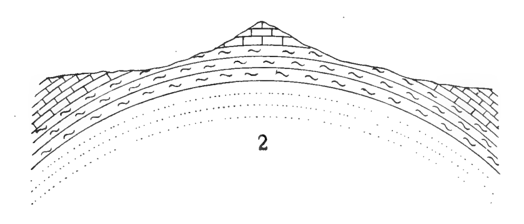
Allein diese Annahme dürfen wir wohl nur in Ausnahmefällen machen und jedenfalls ist sie beim Leuchtenburg-Graben unstatthaft. Zweifellos stand unmittelbar nach dem Einsinken des Leuchtenburg-Grabens dasselbe Gestein in ihm wie in seiner näheren Umgebung an.

Den analogen Vorgang kann man erkennen, wenn man das Schicksal einer Aufwölbung bis zur Umkehrung ihres Reliefs verfolgt (vgl. Fig. 22, 1—4). Von dem durch eine Krustenbewegung neuentstandenen Berge werden allenthalben die Gewässer abfließen. Dadurch wird der Berg allmählich abgetragen werden, gleichzeitig wird sich aber auch das Gefäll der Flüsse verringern. Nichts aber wird sie veranlassen, rückläufig zu werden, vorausgesetzt, daß nicht eine neue, der ersten entgegengesetzte Krustenbewegung eintritt. Schließlich wird der ehemalige Berg bis auf geringe Spuren abgetragen sein, gleichzeitig wird sich aber auch die Erosionskraft des fließenden Wassers auf ein Minimum reduziert haben. Das Stadium der Peneplain ist somit erreicht. Folgt dann Hebung und Verjüngung, so kann aus dem ursprünglichen Sattel eine orographische Mulde werden, wenn die Kernschichten des Sattels, die bei seiner Abtragung zutage traten, weicher sind als die benachbarten Gesteine.

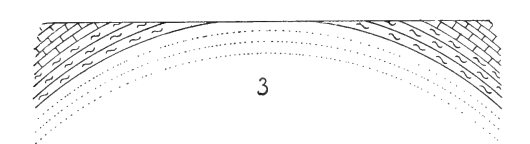
Eine Umkehrung des morphologischen Reliefs wird im allgemeinen, wenn nicht neue Dislokationen den normalen Gang



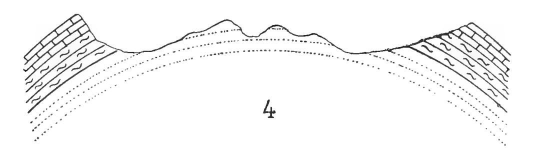
Tannrodaer Gewölbe, erstes Stadium. Das tektonische Gewölbe tritt auch in der Landschaft als Berg hervor.
s m Mittlerer Buntsandstein. s o Oberer Buntsandstein. m u Unterer Muschelkalk.



Tannrodaer Gewölbe, zweites Stadium. Das Gewölbe wird allmählich abgetragen.



Tannrodaer Gewölbe, drittes Stadium. Das Gewölbe ist zur Peneplain abgetragen worden, deren Untergrund Mittlerer und Oberer Buntsandstein, sowie Unterer Muschelkalk bilden.



Tannrodaer Gewölbe, viertes Stadium. Die Peneplain ist gehoben worden, die erneute Erosion verfährt mit den Gesteinen nur entsprechend ihrer Zerstörbarkeit, ohne Rücksicht auf ihren früheren tektonischen Wert.

Fig. 22.

der Ereignisse stören, nur dann eintreten können, wenn die Landschaft durch das Zwischenstadium einer Peneplain hindurchgegangen ist. Man wird also annehmen dürfen, daß die Störungen des Leuchtenburg-Grabens und des Tannrodaer Sattels präoligocän sind, und daß die durch sie ursprünglich hervorgerufenen Effekte erst vollständig, bis zur Bildung einer Peneplain, verwischt werden mußten, ehe das heutige Relief angelegt werden konnte.

h) Die Entwicklungsgeschichte des Thüringer Zentralbeckens.

Eine Umkehrung des morphologischen Reliefs auf dem im letzten Kapitel geschilderten Wege kann nur dann erfolgen, wenn die Gesteine, welche die Denudation freilegt, im Sattelkern weicher, im Muldeninneren aber härter sind als die Nachbargesteine. Ist jedoch das Gestein im Inneren einer Mulde weniger widerstandsfähig als an ihren Rändern, so entsteht nach Bildung der Peneplain und bei eintretender Verjüngung an der Stelle der alten tektonischen eine neue orographische Mulde, die allein aus der Erosion hervorgegangen ist. Das schönste Beispiel einer solchen orographischen Mulde, die im Gebiete einer alten tektonischen, bis zur Peneplain abgeschliffenen auftritt, bietet das Thüringer Zentralbecken.

Das Thüringer Zentralbecken ist eine Depression von ungefähr trapezförmigem Umriß, deren Eckpunkte die Orte Erfurt, Langensalza, Sachsenburg und Buttstädt bezeichnen. Nur in den Flußniederungen entwickeln sich ausgedehnte Ebenen, im übrigen ist auch das Zentralbecken ein von langgestreckten, meist WNW streichenden Rücken durchzogenes Hügelland, dessen Oberfläche aber im Durchschnitt etwa 100 bis 200 Meter tiefer liegt, als im übrigen Thüringer Hügellande.

Nach der bisherigen Auffassung ist das Thüringer Zentralbecken eine Mulde, die sich gleichzeitig mit der Aufwölbung des Thüringer Waldes und des Harzes im Tertiär bildete. Im Inneren der Mulde erhielten sich relativ junge Gesteine, besonders Keuper, während diese im übrigen Thüringer Hügellande durch jungtertiäre und quartäre Denudation abgetragen wurden.

Es wird mir schwer, diese Vorstellung, die auf den ersten Blick so plausibel erscheint und die uns allen so vertraut ge-

worden ist, zu bekämpfen. Allein ich muß es tun, weil sie sich im Widerspruche mit vielen, völlig eindeutigen Tatsachen befindet, und weil ich glaube, sie durch eine bessere, wenngleich kompliziertere ersetzen zu können. Ich nehme allerdings auch an, daß dem Thüringer Zentralbecken ursprünglich eine Mulde zugrunde liegt; aber sie entstand weit vor dem Oligocän und war zweifellos im Oligocän schon zu einer Peneplain eingeebnet worden. Oligocäne und postoligocäne Krustenbewegungen haben die ursprüngliche Muldenform nicht wiederhergestellt, das Thüringer Zentralbecken verdankt seine heutige Gestalt lediglich der Erosion, die in weicheren Schichten intensiver arbeitete als in härteren.

Diese Auffassung stützt sich auf folgende Punkte. Die Form der ursprünglichen Mulde läßt sich am deutlichsten an ihren aus Muschelkalk bestehenden Rändern erkennen. Der Muschelkalk der Ilm-Platte im Südosten, der Finne, Schmücke und Hainleite im Nordosten, des Hainichs im Nordwesten, schließlich auch die Muschelkalkzüge am Nordostrande des Thüringer Waldes, sie alle zeigen ein Einfallen gegen das Zentrum des Thüringer Zentralbeckens hin.

Nun aber hat sich an den Muschelkalkrändern teilweise noch die präoligocäne Landoberfläche erhalten. Sie schneidet die Schichtung schief durch und beweist, daß die Aufrichtung im Muschelkalkgebiet rings um das Zentralbecken schon lange vor dem Oligocän erfolgt sein muß. Noch eindringlicher ist die Sprache, welche die auf aufgerichtetem Muschelkalk diskordant gelagerten Oligocänreste führen, wie wir sie besonders in der Ilm-Platte, aber auch in der Schmücke antreffen. Die Thüringer Zentralmulde erweist sich also wegen der Lagerungsverhältnisse an ihren Rändern als zweifellos präoligocän. Zugleich sehen wir aber auch, daß in den Randgebieten die Abtragung des Keupers weit vor dem Oligocän erfolgt war. Schon vor dem Oligocän war jedoch auch die ursprüngliche Gestalt der Mulde verschwunden und hatte einer wenig gegliederten Peneplain Platz gemacht.

Nun wäre es ja sehr wohl denkbar, daß an der Stelle der alten präoligocänen Mulde eine neue sich im Tertiär bildete, ebenso wie die heutigen „Horste“ sich an den Stellen erheben, an denen schon präoligocäne Gebirge bestanden hatten.

Für eine solche posthume Einmuldung des Thüringer Zentralbeckens fehlt uns jedoch jegliche Andeutung. Weder im Mulden-Inneren noch an deren Rändern (vielleicht mit Ausnahme des Unstrutdurchbruches bei Sachsenburg) können wir Beobachtungen machen, die uns eine solche Krusten-

bewegung anzeigen. Vielmehr sprechen besonders die Flußläufe gegen derartige tektonische Bewegungen.

Auf den ersten Blick mag diese Behauptung sonderbar erscheinen, denn wir sehen, wie allenthalben heute die Gewässer dem Zentralbecken zuströmen, in dem sich ein großer Teil der auf das Thüringer Hügelland fallenden Niederschläge schließlich sammelt. Allein die heutigen hydrographischen Verhältnisse des Thüringer Zentralbeckens sind zum größten Teil recht neu und wurden erst in der Postglazialzeit angelegt. In einem weiteren Kapitel werde ich auszuführen haben, daß die Flüsse des Thüringer Hügellandes in der Präglazialzeit wahrscheinlich nicht dem Inneren des Zentralbeckens zuflossen, sondern einander parallel nach NNO strömten und sich erst jenseits der Hainleite—Schmücke—Finne miteinander vereinigten. Die hydrographischen und orographischen Verhältnisse des heutigen Thüringer Zentralbeckens sind modern und im wesentlichen ein Werk der im Keupergebiete rasch fortschreitenden Erosion.

i) Bottendorfer Höhe und Thüringer Grenzplatte in ihren Beziehungen zur Finne.

Wie so viele Dislokationen in Thüringen, so entwickelt sich auch die Finne-Störung aus einer Flexur, die sich dort, wo die Faltungs-Intensität am größten war, durch das Auftreten von Verwerfungen und selbst von Überschiebungen komplizierte. Wir dürfen nun wohl diese Flexur in der eigentlichen Finne dem steilgestellten Südwestflügel eines sehr breiten Sattels zurechnen, dessen Kern die Perm-Insel bei Bottendorf, dessen Nordostflügel aber die nach NO und O fallenden Triasschichten der sog. Thüringer Grenzplatte oder des Plateaus von Querfurt bilden.

Wenn nun die Finne-Störung weit vor dem Oligocän eintrat, wenn sogar die von ihr verursachten morphologischen Effekte schon zu Beginn der Oligocänzeit völlig verwischt worden waren, so muß natürlich auch der gesamte Sattel das gleiche Schicksal gehabt haben; d. h. er wurde sehr frühzeitig angelegt und bis zum Oligocän bereits zu einer fast ebenen Fläche abgeschliffen.

Daß dies in der Tat der Fall war, geht aus dem Bilde der geologischen Karte sehr klar hervor. Der nach NO und O einfallende Muschelkalk zwischen Querfurt und Freiburg bildet eine weit ausgedehnte, nahezu ebene Fläche, auf der sich besonders in der Nähe von Querfurt noch Oligocän er-

halten hat. Der Buntsandsteinzug des nordöstlichen Sattelschenkels, der besonders in der Gegend von Ziegelroda sehr breit ist, zeigt wie gewöhnlich den Charakter der Hochfläche nicht mehr so deutlich, weil die postoligocäne Erosion hier viel größere Arbeit geleistet hat als im Muschelkalk-Gebiet. Immerhin finden wir auf den Blättern Querfurt und Ziegelroda auch im Buntsandstein in einer Meereshöhe von 250 bis über 290 m sehr ansehnliche Verflachungen, die wohl nur als Überreste einer präoligocänen Landoberfläche gedeutet werden können.

Aber auch der Dyas-Kern dieses weitgespannten Sattels war zu Beginn der Oligocänzeit schon entblößt. Zu dieser Annahme zwingt uns ein Rest von Oligocän, der bei Schönewerda NW von Bottendorf in unmittelbarer Nachbarschaft des Zechsteins liegt.

Auffallend ist übrigens die tiefe Lage dieses Oligocän-Fetzens an der Bottendorfer Höhe; er findet sich nämlich nur in 130 m Meereshöhe, während die präoligocäne Landoberfläche im Buntsandsteingebiet von Ziegelroda durchschnittlich in 270 m, in der Grenzplatte in 225 m Meereshöhe liegt. Man ist hier wohl zur Annahme von ziemlich starken, postoligocänen Krustenbewegungen gezwungen, durch die der Sattelkern gegenüber dem NO-Schenkel um mindestens 140 m versenkt wurde. Oder, was dasselbe bedeuten will, der Sattelkern nahm an der postoligocänen Hebung der Schenkel nur in untergeordnetem Maße teil. Postoligocäne Dislokationen in noch viel größerem Umfange werden wir alsbald noch am Kyffhäuser zu beobachten haben.

k) Der Kyffhäuser.

Der Kyffhäuser ist als direkte, tektonische Fortsetzung des Bottendorfer Sattelkernes zu betrachten. Nur war die Auffaltung im Kyffhäuser intensiver; während in der Bottendorfer Höhe Zechstein vorherrscht und Rotliegendes nur in einer ziemlich kleinen Partie ansteht, wird die Bergmasse des Kyffhäusers in der Hauptmasse von Rotliegendem gebildet, und an ihrer Nordseite tritt sogar noch krystallines Grundgebirge zutage.

Ebenso wie im Bottendorfer Sattel wurde auch im Kyffhäuser die Dyas schon weit vor dem Eintritt der Oligocänperiode entblößt. An den westlichen und südlichen Abhängen des Kyffhäusers bis zu einer Meereshöhe von 260 m, rund 100 m über der Helme-Aue, finden wir allenthalben Fetzen von Oligocän; meist liegen sie auf Zechstein oder Unterem Buntsandstein, in einem Falle aber auch auf Rotliegendem. In

etwas größerer Entfernung vom Kyffhäuser aber trifft man Oligocän regelmäßig auf Unterem Buntsandstein an. Wir dürfen aus diesen Beobachtungen den sicheren Schluß ziehen, daß die Aufsattelung und Abtragung des Kyffhäuser-Gewölbes im wesentlichen schon in präoligocäne Zeit fällt.

Daß gerade im Kyffhäuser-Gebiete auch recht erhebliche postoligocäne Dislokationen vorgekommen sind, läßt die sehr verschiedene Höhenlage der einzelnen Oligocänpartien erkennen; wir kommen auf diese besonders für die Bildungsgeschichte der Goldenen Aue wichtigen Verhältnisse in einem späteren Kapitel ausführlicher zurück.

Das präoligocäne Alter des Kyffhäuser-Gewölbes läßt sich übrigens nicht allein aus der Lage des Oligocäns ableiten; auch der morphologische Befund deutet darauf hin. Wir treffen auf der Höhe des Kyffhäusers bei durchschnittlich 450 bis 470 m nicht ganz unerhebliche Verflachungen an, die wohl als Reste einer alten, präoligocänen Peneplain gedeutet werden müssen.

l) Der Harz.

Über die Vorgeschichte des Harzes haben die Anschauungen wiederholt und innerhalb weiter Grenzen geschwankt. Frühzeitig hat man allerdings erkannt, daß das vorherrschende NO-Streichen der altpaläozoischen Harzschichten auf einen Faltungsvorgang zurückzuführen ist, der unmittelbar nach Ablagerung des Untercarbons eintrat. Man war sich auch bald darüber klar, daß der Harz seinen heutigen Umriß einer zweiten, jüngeren Faltung verdankt, die Sättel mit NW- bis WNW-Streichen schuf. Ebenso unterlag es keinem Zweifel, daß gleichzeitig mit der jüngeren Faltung die Gangspalten aufrissen, die sich teilweise mit Erzen füllten. In welche Periode aber die jüngere, hercynische Faltung und die Gänge eigentlich zu setzen sind, darüber haben sich die beteiligten Forscher auch heute noch nicht ganz einigen können.

„In betreff des Alters der Oberharzer Erzgänge war die frühere Auffassung die[1]), daß ihre Entstehung unmittelbar der obercarbonischen Gebirgsfaltung folgte. Den beiden bedeutendsten Harzgeologen v. Groddeck und Lossen galt es als ausgemacht, daß die Gänge nicht in den am westlichen Harzrande angelagerten Zechstein hineinsetzten, ihre Bildung also zur Permzeit im großen und ganzen beendet war.“

[1]) B. Baumgärtel: Oberharzer Gangbilder. Leipzig 1907.

Zu einer ganz anderen Auffassung ist v. KOENEN gelangt; schon im Jahre 1883[1]) betont er: „Die von LOSSEN so anschaulich geschilderten Vorgänge bei Bildung und Heraushebung des Harzes haben demnach in verschiedenen, durch große Zeiträume von einander getrennten Epochen stattgefunden." Und 10 Jahre[2]) später faßt er seine langjährigen Untersuchungen im Westen und Südwesten des Harzes in den Sätzen zusammen: „Die Gangspalten des Oberharzes sind erst am Ende der Miocänzeit entstanden" und: „Es scheint, als sei eine größere Heraushebung des Harzes erst in spät-tertiärer Zeit erfolgt."

v. KOENEN stützt seine Anschauung auf zwei Momente: Nämlich einmal darauf, daß die Gangspalten des Oberharzes an einigen Stellen bis in den Zechstein und in das Mesozoicum hinein sich verfolgen lassen. Das jugendliche Alter des Harzes in seiner heutigen Form aber geht nach ihm aus der Beobachtung hervor, daß „Harzgerölle in allen mesozoischen Schichten über dem Rotliegenden und in den unter- und mitteltertiären Ablagerungen am Harzrande ganz oder so gut wie ganz fehlen."

Eine vermittelnde Stellung zwischen den so entgegengesetzten Ansichten v. KOENENS auf der einen, v. GRODDECKS und LOSSENS auf der andern Seite nimmt KLOCKMANN[3]) ein. „Das erste Aufreißen der Gangspalten hat nicht lange nach der allgemeinen Faltung stattgefunden und dürfte zeitlich wie genetisch in Zusammenhang zu bringen sein mit der Umfaltung der im niederländischen Sinne streichenden Schichten in die hercynische Richtung und mit dem Aufpressen des Brockengranits. Doch bezeichnet das nur den Beginn und das Intensitätsmaximum." — In späterer Zeit wurden die Gangspalten wiederholt neuaufgerissen und füllten sich mit verschiedenen Mineralien. Während in der ersten, präpermischen Periode der Gangfüllung besonders Quarz und Kalkspat ausgeschieden wurden, wurde im Zechstein wesentlich Schwerspat, in einer noch weit jüngeren Zeit Spateisen und Strontianit zugeführt.

„Für die jüngeren Schichten der Trias, des Jura und der Kreide scheint der Harz eine Insel dargestellt zu haben, denn

---

[1]) v. KOENEN: Über geologische Verhältnisse, welche mit der Emporhebung des Harzes in Verbindung stehen. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanstalt 1883, S. 190.

[2]) Ders.: Über die Dislokationen westlich und südwestlich vom Harz usw. Ebenda 1893, S. 79 u. 81.

[3]) F. KLOCKMANN: Übersicht über die Geologie des nordwestlichen Oberharzes. Diese Zeitschrift **45**, 1893, S. 253.

ihre Verbreitung liegt ausnahmslos außerhalb der Randspalten. Gegen Ende der Kreidezeit, vor Ablagerung der Quadratenkreide des Sudmerberges, begann dann von neuem ein Absinken des Harzvorlandes, das während des jüngeren Tertiärs seinen Höhepunkt erreichte und bis in die Gegenwart fortzudauern scheint."

Sehen wir nun zu, zu welcher Anschauung uns die Verfolgung der präoligocänen Landoberfläche und der tektonische Zusammenhang des Harzes mit den Triasschichten am Nordrande des Thüringer Beckens führen werden.

Zuerst werden wir uns mit dem Alter der Oberharzer Gänge zu beschäftigen haben. Daß diese nicht erst im Jungtertiär angelegt worden sind, ja auch nicht einmal posthumen Krustenbewegungen von erheblichem Umfange gedient haben, scheint mir aus den Oberflächenverhältnissen der Oberharzer Plateaus mit Sicherheit hervorzugehen. Im allgemeinen machen sich die Gänge an der Oberfläche nicht bemerkbar. „Die durch die Verwerfungsspalten geschaffenen Höhenunterschiede sind im Laufe der Zeit ausgeglichen oder nur dem Kundigen noch erkennbar geblieben," so schreibt KLOCKMANN[1]). Die Hochfläche um Clausthal wird also nicht durch die Gänge verworfen, sondern schneidet diese glatt ab. Daraus geht aber mit Sicherheit hervor, daß die Bildung der Hochfläche derjenigen der Gänge im wesentlichen gefolgt sein muß.

Nun läßt sich jedoch die Oberharzer Hochfläche, wie in einem früheren Kapitel gezeigt worden ist, mit der des Unterharzes zu einer morphologischen Einheit verbinden. Verfolgen wir aber das Plateau des Unterharzes nach Osten, so sehen wir es schließlich unter oligocäne Sedimente tauchen. Es stellen also die Hochflächen des Unterharzes und damit auch die des Oberharzes Teile einer präoligocänen Landoberfläche dar. Daraus aber ergibt sich der Schluß, daß die Oberharzer Gänge präoligocän sein müssen.

(Nur wo Gesteine von sehr verschiedener petrographischer Beschaffenheit aneinanderstoßen, wie im Bockswiese-Schulenberger Gangzuge Unterdevon und Culm, macht sich die Verwerfungsspalte auch in der Landschaft klar erkennbar. Allein wir dürfen annehmen, daß die landschaftlichen Gegensätze aus einer weit entlegenen Periode stammen, und daß schon vor dem Oligocän das Gebiet des Kahleberg-Sandsteins als Bergland die damalige Tiefebene um Clausthal überragte.)

---

[1]) a. a. O., S. 276.

Wenn nun die Oberharzer Gänge somit sich als wesentlich präoligocän erweisen, so dürfen wir weiter fragen: In welcher Zeit wurden sie zuerst angelegt und in welcher Zeit wieder aufgerissen? Denn die Struktur der Gänge macht ein wiederholtes Aufreißen und eine wiederholte Füllung mit Gangmineralien zweifellos.

Wenn wir diese Frage beantworten wollen, müssen wir zunächst feststellen, ob ein direkter, ununterbrochener Zusammmenhang zwischen Gangspalten des Oberharzes und Verwerfungen des Triasgebietes westlich vom Harz, wie ihn v. KOENEN wenigstens für den Lautenthaler und Spiegelthaler Zug annimmt, sich in Wirklichkeit feststellen läßt. Das Kartenbild der Blätter Seesen und Osterode scheint gegen diese Annahme zu sprechen. Die Gangspalten des Oberharzes werden im allgemeinen von den N—S streichenden Verwerfungen abgeschnitten, die im Gefolge des Sösetal-Grabens am Westfuße des Harzes auftreten. Aber auch dort, wo dieser N—S-Graben sich vom Harzrande entfernt, lassen sich die Oberharzer Gangspalten nicht in das Flözgebirge hinein verfolgen. Von den zahlreichen Verwerfungen, die auf Blatt Osterode das Kerngebirge des Harzes durchsetzen, verwirft auch nicht eine einzige den Zechsteinzug Osterode-Badenhausen. Nirgends treffen wir in dem Triasgebiete westlich vom Harz ein Bild, das dem dichtgedrängten Spaltennetze des Oberharzes vergleichbar wäre. Dabei darf man wohl annehmen, daß im Culmgebiete des Oberharzes wegen der petrographischen Gleichförmigkeit und wegen Waldbedeckung im allgemeinen (von bergbaulichen Aufschlüssen abgesehen) die Verwerfungen schwerer zu erkennen sind als im Triasgebiete. Es mögen daher im Triasvorland alle größeren Dislokationen eingetragen sein, während im Kerngebirge wahrscheinlich nicht die ganze Menge der vorhandenen kartiert werden konnte. Ich glaube, daß die Kartenblätter Seesen und Osterode einem unbefangenen Beobachter nur den einen Schluß möglich machen: daß die große Mehrzahl der Kerngebirgsspalten nicht in das Triasgebiet hinein verläuft. Es scheinen übrigens auch E. KAISER und L. SIEGERT dieser Auffassung zuzuneigen, wenn sie schreiben[1]: „Es läßt sich nicht nachweisen, ob nicht etliche der als hercynisch gedeuteten Störungen im alten Gebirge älter sind als im mesozoischen Vorlande."

---

[1]) E. KAISER und L. SIEGERT: Beiträge zur Stratigraphie des Perms und zur Tektonik am westlichen Harzrande. Jahrb. Pr. Geol. L.-A. 1905, S. 365.

Selbst wenn aber sämtliche Gänge des Harzer Kerngebirges sich in das Triasvorland hinein verfolgen ließen, so wäre dies für das Alter der Oberharzer Erzgänge noch keineswegs entscheidend; es wäre durchaus voreilig, daraus schon mit v. KOENEN den Schluß zu ziehen, daß die Gangspalten des Oberharzes erst am Ende der Miocän-Zeit entstanden sind. Denn die Oberharzer Gangspalten sind bekanntlich wiederholt aufgerissen worden; es wäre daher denkbar, sogar wahrscheinlich, daß die Spaltenbildung im Triasvorland einem dritten oder vierten Aufreißen einer Kerngebirgsspalte entspricht, daß aber die erste Bildung und Erzfüllung der Kerngebirgspalte in eine sehr viel frühere Periode fällt. Diese Möglichkeit faßt auch BEUSHAUSEN ins Auge, indem er in seiner prächtigen Monographie des nördlichen Oberharzes sagt[1]): „Ob in der Tertiärzeit das erste Aufreißen der WNW—OSO gerichteten Verwerfungsspalten im Harze stattfand, oder ob es sich nur um ein Wiederaufreißen von in alter Zeit vorgebildeten Bruchlinien handelt, wird erst nach weiterem Fortschreiten der Neukartierung des gesamten Gebirges sicher zu entscheiden sein."

Ein anderes Moment aber kommt der von mir vertretenen Auffassung zu Hilfe. Die Füllung der Spalten mit Erzen und Gangmineralien scheint dafür zu sprechen, daß es sich im Mesozoicum und vielleicht auch noch im Tertiär höchstens um ein Wiederaufreißen alter Kerngebirgsspalten, nicht aber um deren erste Bildung und Mineralfüllung handeln kann.

Hier muß zunächst die eigentümliche Tatsache betont werden, daß die Gangspalten fast nur im Kerngebirge erzführend sind; im Zechstein werden sie meist zu tauben, vorwiegend Schwerspatgängen, und auf den Verwerfungsklüften des Mesozoicums haben sich in der Mehrzahl der Fälle Mineralien überhaupt nicht abgesetzt. Es ist dies um so eigentümlicher, als gerade die Zechsteinkalke und Dolomite große Neigung zu metasomatischen Prozessen verraten, auch der Muschelkalk für solche wohl ein sehr geeignetes Feld abgeben würde. Die so verschiedene Mineralführung der Verwerfungsklüfte in den verschiedenalterigen Gesteinen deutet aber entschieden gegen eine gleichzeitige Entstehung der Dislokationen. Das Natürliche ist doch wohl, hier anzunehmen: 1. daß vor Ablagerung des Zechsteins die Spalten des Kerngebirges sich bildeten und sich mit

[1]) L. BEUSHAUSEN: Das Devon des nördlichen Oberharzes. Abh. Pr. Geol. L.-A., N. F. 30, Berlin 1900, S. 244.

Erzen füllten; 2. daß nach Bildung des Zechsteins die alten Spalten wieder aufrissen und nun auch den Zechstein dislozierten; hier wie dort setzte sich in den Spalten hauptsächlich Schwerspat ab; 3. daß erst sehr viel später, aber noch vor dem Oligocän, Verwerfungen das Triasland durchzogen und wohl auch noch einmal die alten Harzspalten teilweise öffneten. Vielleicht fällt in diese Zeit die Ausscheidung von Spateisen und Strontianit, während im Triasgebiete Gangmineralien sich kaum bildeten.

Die hier ausgesprochene Ansicht deckt sich in wesentlichen Punkten mit der, die schon Klockmann im Jahre 1893 geäußert hat.

Diese Schlüsse finden eine weitere Stütze in den folgenden Betrachtungen. Die Bildung von Erzgängen steht doch wohl zweifellos mit dem Auftreten von Mineralquellen, Solfataren, Fumarolen usw. im Zusammenhange, d. h. mit all den Erscheinungen, die eine vulkanische Tätigkeit zu begleiten oder ihr zu folgen pflegen. Man wird also vermuten dürfen, daß auch im Harze die Erzbildung in eine der beiden großen Vulkanperioden fällt, die Mitteldeutschland betroffen haben: in die tertiäre oder in die jungcarbonisch-permische.

Nun stehen weder im Harze noch in dessen näherer Umgebung tertiäre Eruptivgesteine an, auch sind heiße Mineralquellen dort nicht bekannt. Dies scheint aber sehr energisch gegen eine tertiäre Füllung der Verwerfungsspalten zu sprechen. Selbst wenn aber auch der Harz im Tertiär der Schauplatz der wildesten Eruptionen gewesen wäre, so könnte ihr Zusammenhang mit der Erzführung immer noch als recht fraglich gelten. Denn die Vulkantätigkeit im Tertiär hat leider, ganz anders als in Nordamerika, in Deutschland keine erhebliche Erzablagerung mit sich geführt. In Anbetracht dessen wird man wohl lieber den Vulkanismus des Jungpaläozoicums als den des Tertiärs mit den Erzgängen des Harzes in Verbindung zu setzen haben.

Mit dem Alter der Erzgänge steht eine andere Frage im Zusammenhang: ob der Harz bereits im Mesozoicum in Umrissen, die denen des heutigen Gebirges entsprechen, vorhanden gewesen ist, oder ob er seine jetzige Form erst vom Miocän ab erhalten hat. Für eine sehr jugendliche Entstehung des heutigen Harzes ist besonders v. Koenen eingetreten. Er weist speziell darauf hin, daß Bruchstücke von paläozoischen Harzgesteinen im allgemeinen weder in mesozoischen noch in alttertiären Ablagerungen gefunden werden. Wir werden sehen, daß sich diese Behauptung heute in ihrem vollen Umfange nicht mehr aufrecht erhalten läßt.

Man muß allerdings annehmen, daß während der marinen Perioden in Trias und Jura auch das Harzgebiet vom Meere bedeckt war. Kein marines Sediment des älteren und mittleren Mesozoicums zeigt in der Nachbarschaft des Harzes ausgesprochenen Litoralcharakter oder enthält Bestandteile, die aus dem Kerngebirge des Harzes herrühren könnten. In den Schluß der Juraperiode fallen Krustenbewegungen von recht erheblicher Intensität, die neuerdings von STILLE, GRUPE, MESTWERDT, MENZEL u. a. in Nordwestdeutschland verfolgt worden sind. Auch das Harzvorland ist damals sehr stark in Mitleidenschaft gezogen; wir können das am besten wahrnehmen, wenn wir die Unterkante des Neocoms verfolgen. Wir finden es am nördlichen Harzrande sehr verschiedenalterigen Gesteinen, vom Keuper bis zum Kimmeridge, auflagern. Im allgemeinen liegt das Neocom auf desto älteren Gesteinen, je mehr man sich von NW her dem Unterharze nähert. Dies legt aber den Schluß nahe, daß auch das Harzgebiet von den jungjurassischen Dislokationen betroffen worden ist und schon damals einen großen Teil seiner mesozoischen Gesteinsdecke eingebüßt hat. Ob allerdings schon am Beginn der Unteren Kreide das Kerngebirge des Harzes entblößt war, ist nicht nachzuweisen. Die Untere Kreide des Harzvorlandes enthält nur wenige gröbere Bestandteile, und meines Wissens deuten diese nicht auf einen Ursprung aus dem Paläozoicum des Harzes hin.

Anders liegen aber die Verhältnisse in der Oberen Kreide. Wir dürfen heute mit völliger Sicherheit annehmen, daß durch Dislokationen, die in das Untersenon fallen, bereits das Harzer Kerngebirge entblößt und der Denudation ausgesetzt worden ist. Diese Tatsache ist bereits JASCHE und EWALD[1]) bekannt gewesen, und letzterer hat daraufhin dem Harze ein senones Alter zugeschrieben. In neuerer Zeit hat der zu früh verstorbene BRANDES[2]) mit Nachdruck auf sie hingewiesen und die älteren Angaben um einige neuere von höchstem Interesse bereichert. Nach ihm beweisen die Trümmergesteine der Heimburg- und Ilsenburg-Schichten, daß zur Zeit ihrer Bildung schon recht verschiedene Horizonte des alten Harzkernes freigelegt sein mußten, und daß ihre Entblößung während des Untersenons periodisch fortschritt.

---

[1]) J. EWALD: Die Lagerung der Oberen-Kreide-Bildungen am Nordrande des Harzes. Monatsber. d. Akad. d. Wissensch., Berlin 1863, S. 674.

[2]) G. BRANDES: Einige Bemerkungen über Trümmergesteine im mittl. u. ob. Untersenon d. Aufrichtungszone d. nördl. Harzrandes. Diese Zeitschr. **54**, 1902, Prot., S. **19**.

BRANDES kann sich allerdings von der älteren Auffassung nicht ganz frei machen, nach der das Kerngebirge des Harzes auch im Tertiär noch von mesozoischen Schichten bedeckt gewesen ist. Er schließt daher jeden Flußtransport für die Harzgerölle aus und gelangt zu der nach meinem Gefühl recht gezwungenen Vorstellung, daß die Brandung des Untersenon-Meeres nur ganz lokal einzelne frühzeitig freigelegte Teile des Harzer Kerngebirges bearbeitete.

Die neuen Aufnahmen[1]) der Preußischen Geologischen Landesanstalt machen es mehr als wahrscheinlich, daß die Steilstellung der mesozoischen Schichten in der Aufrichtungszone am Nordfuße des Harzes bereits vor Ablagerung der Ilsenburggesteine, d. h. in der Frühzeit des Untersenons erfolgte. Mit diesen höchst bedeutenden Dislokationen, die jedenfalls alle späteren weitaus an Intensität übertroffen haben, folgten aber im eigentlichen Harzgebiete Denudationen von größerem Umfange. „Durch[2]) tief einschneidende Erosion oder auch schon flächenhafte Denudation war das Harzkerngebirge bereits sicher stellenweise bloßgelegt, da die Trümmerkalke des Senonmergels ecken- und kantengerundete hercyne Gesteine massenhaft enthalten.“

Es sprechen also gute Gründe dafür, daß der Harz als Gebirge bereits in der Oberen Kreide gewissermaßen präformiert worden ist. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Grenzen des untersenonen Harzes denen des heutigen ungefähr entsprachen, daß aber seine Höhe die des jetzigen Gebirges vielleicht ganz erheblich übertraf.

Noch nicht ganz geklärt erscheint die Frage, welche Rolle der Harz im Oligocän gespielt hat. v. KOENEN bemerkt, daß in den oligocänen Sedimenten rings um den Harz nur sehr wenig Harzgesteine vertreten seien. Dies spricht aber nicht unbedingt gegen ihre Herkunft aus dem Harze; auch die Oligocän-Schotter, die sicher aus dem Thüringer Schiefergebirge stammen, enthalten von dessen Gesteinen nur sehr wenige Typen; in der Hauptsache bestehen sie aus Gangquarzen, Kieselschiefer sind selten, Quarzite noch viel seltener; alle übrigen Gesteine aber, die in bunter Mannigfaltigkeit das Thüringer Schiefergebirge zusammensetzen, fehlen vollständig.

Es ist aber sehr wohl denkbar, daß in der Tat die Oligocänschichten rings um den Harz wenig bis gar kein Material

---

[1]) Besonders Blatt Harzburg, aufgenommen von ERDMANNSDÖRFFER, KOCH und SCHRÖDER, 1908.

[2]) SCHRÖDER: Erläuterung zu Blatt Harzburg, S. 162.

aus dem Harzer Paläozoicum führen. Es wäre aber verfehlt, daraus sofort mit v. KOENEN zu schließen, daß das Kerngebirge des Harzes zur Zeit des Oligocäns überhaupt noch nicht entblößt war. Denn abgesehen von morphologischen Momenten widersprechen dieser Auffassung die obercretaceischen Trümmergesteine am nördlichen Harzrande.

Man kann sich vielmehr vorstellen, daß das Harzer Kerngebirge zwar im Oligocän bereits freilag, aber nicht zum Abtragungs-, sondern zum Akkumulationsgebiete gehörte. War das der Fall, so konnten sich oligocäne Sedimente, deren Ursprung im südöstlichen Thüringen oder im Vogtlande zu suchen war, in der Nachbarschaft des Harzes, sogar direkt auf seinen Kerngebirgsschichten absetzen. Es wäre von großem Interesse, das Oligocän von Elbingerode auf seinen Ursprung, in Rücksicht auf diese Frage, zu prüfen.

War aber das Harzgebiet noch zur Zeit des Unteroligocäns Tiefland, so entsprachen sich die tektonischen Bewegungen im Harze und im Thüringer Schiefergebirge zeitlich nicht. Zweifellos erfuhr das Thüringer Schiefergebirge zu Beginn des Oligocäns eine Hebung, denn es schüttelte seinen Verwitterungsschutt, der sich in endlos langen Zeiten an seiner Oberfläche angehäuft hatte, auf das Tiefland ab. Gehörte aber der Harz im Unteroligocän noch zum Akkumulationsgebiete, das vom Thüringer Schiefergebirge fluviatile Sedimente empfing, so war er natürlich von den altoligocänen Krustenbewegungen noch nicht mitergriffen worden. Die Aufrichtung des Harzes in seiner heutigen Form begann also später als die des Thüringer Schiefergebirges. Wir hätten also hier ein „Wandern“ der Gebirgsbildung nach Norden vor uns, wie es ähnlich H. STILLE[1]) für die Egge und den Osning ins Auge faßt. Ebenso scheint übrigens auch in den karbonischen Hochgebirgen die Aufrichtung von Süden nach Norden gewandert zu sein. Dafür, daß im Harze postoligocäne, vielleicht miocäne Dislokationen unter den moderneren die Hauptrolle gespielt haben, könnte übrigens auch die sehr verschiedene Höhenlage des Oligocäns in der Goldenen Aue und im Kyffhäuser sprechen.

Zusammenfassend darf ich bemerken, daß ich auf etwas anderem Wege als STILLE zu dem gleichen Resultate wie er gelangt bin; ich bin durchaus seiner Meinung, wenn er sagt, daß „die ganze jungtertiäre Heraushebung des Harzes

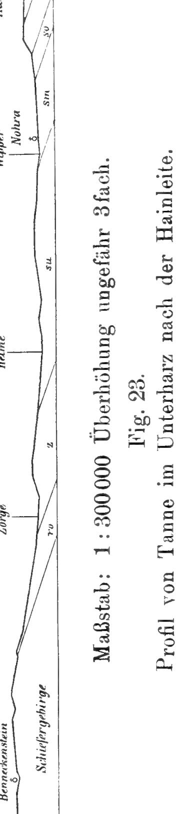
---

[1]) H. STILLE: Das Alter der Deutschen Mittelgebirge. Zentralbl. f. Mineral. usw. 1909, S. 283.

nur der Nachklang einer viel bedeutenderen älteren Heraushebung ist". Was aber hier für den Harz angenommen werden kann, gilt ebenso für Kyffhäuser und Bottendorfer Höhe. Diese drei Inseln älteren Gebirges dürfen wir als Kerne von Antiklinalen auffassen, die schon vor dem Oligocän bestanden haben, zum ersten Male vielleicht sogar in jungjurassischer Zeit angelegt worden sind.

Nun erscheint uns aber auch der langgestreckte Triaszug Hainleite-Schmücke-Finne, der das Thüringer Becken nach Norden abschließt, in einem anderen Lichte. Er ist nämlich nichts anderes als der südwestliche Schenkel dieser frühzeitig angelegten Antiklinalen.

Daß die Hainleite zu dem südwestlichen Sedimentmantel des Harzes gehört, ist besonders westlich von Sondershausen klar. (Vgl. Fig. 23.) Mit dem gleichen Streichen und Fallen folgen einander ohne jede Unterbrechung die Flözgebirgsschichten vom Rotliegenden bei Ilfeld bis zum Muschelkalk der Hainleite und sogar bis zum Keuper des oberen Helbetales. Nach Südosten zu kompliziert sich das Bild durch das Auftreten eines neuen Antiklinalkernes, Kyffhäuser-Bottendorfer Höhe, und durch die breiten Talauen nördlich und südlich vom Kyffhäuser, die nicht neue Erosionsgebilde sind. Der östliche Teil der Hainleite und weiter im Osten Schmücke und Finne fungieren nun als Südwestschenkel des Gewölbes, das im Kyffhäuser und der Bottendorfer Höhe seinen Kern besitzt.



Maßstab: 1:300000 Überhöhung ungefähr 3fach.

Fig. 23.

Profil von Tanne im Unterharz nach der Hainleite.

Zeichenerklärung:

ro Rotliegendes, z Zechstein, su Unterer Buntsandstein, sm Mittlerer Buntsandstein, so Oberer Buntsandstein, mu Unterer Muschelkalk, mm Mittlerer Muschelkalk, mo Oberer Muschelkalk.

Kann man aber für die Gewölbekerne, wie dies geschehen, präoligocänes Alter nachweisen, so gilt dies natürlich auch für

die Schenkel. Damit ist aber, ganz unabhängig von den früheren Erörterungen, das im wesentlichen präoligocäne Alter der Finnestörung noch einmal bewiesen.

7. Genauere Altersbestimmung der präoligocänen Störungen in Thüringen.

Man wird sich in Thüringen im allgemeinen damit begnügen müssen, die Störungen, die älter sind als die Peneplain, als präoligocän zusammenzufassen. Genauere Altersbestimmungen wären nur dann möglich, wenn Kreide und Eocän auf Thüringer Boden vertreten wären. Leider fehlen jedoch Untere Kreide und sicher bestimmbares Eocän völlig, die Obere Kreide ist aber auf einzelne kleine Fetzen im Ohmgebirge beschränkt.

Ich möchte aber trotzdem annehmen, daß man auch in Thüringen es mit mehr als einer präoligocänen Dislokationsperiode zutun hat. Es ist sehr unwahrscheinlich, daß die in Nordwestdeutschland nachgewiesenen Störungen verschiedenen Alters nur auf die Gebiete beschränkt blieben, in denen sich Untere und Obere Kreide erhielt. Daß dieser Analogieschluß nicht ganz verfehlt ist, läßt sich an einer Stelle in Thüringen glücklicherweise auch direkt beweisen, nämlich im Ohmgebirge; hier machen die Lagerungsverhältnisse der Oberen Kreide das Vorhandensein von mindestens zwei präoligocänen Störungszeiten zweifellos.

Es überschreitet den Rahmen meiner Arbeit, die für die Altersbestimmung präoligocäner Dislokationen so wichtigen Arbeiten STILLES und seiner Kollegen im einzelnen zu referieren. Ich darf mich hier damit begnügen, die Titel der wichtigsten Veröffentlichungen[1]) aufzuführen und eine ganz kurze Übersicht über den Stand der Frage zu geben.

1. H. STILLE: Über präcretaceische Schichtenverschiebungen im älteren Mesozoicum des Eggegebirges. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. 23., 1902, S. 296—322.
2. Derselbe: Bericht über die Exkursion am Egge-Gebirge am 14. u. 15. August 1902. Diese Zeitschr. **54**, 1902, S. 151—156.
3. Derselbe: Zur Kenntnis der Kreidegräben östlich der Egge. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. 25, 1904, S. 580—585.
4. Derselbe: Über Strandverschiebungen im hannoverschen Oberen Jura. Diese Zeitschr. **57**, 1905, S. 515—534.

---

[1]) Die auf den Harz und seine Umgebung sich beziehenden Schriften die das gleiche Thema behandeln, sind bereits auf S. 369 angeführt worden.

5. Derselbe: Muschelkalkgerölle im Serpulit des nördlichen Teutoburger Waldes. Ebenda, S. 168—169.
6. Derselbe: Spätjurassische und tertiäre Dislokationen in Westfalen. Ebenda, S. 432—433.
7. Derselbe: Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. 26, 1905, S. 103—125.
8. A. v. KOENEN: Über das Verhalten und das Alter der Störungen in der Umgebung der Sackberge und des Leinetales bei Alfeld und Elze. Nachr. Preuß. Ges. d. Wissensch., Göttingen, Math.-physik. Kl. 1907, S. 1—9.
9. A. MESTWERDT: Über Störungen am Falkenhagener Liasgraben v. KOENEN-Festschrift 1907, S. 221—230.
10. H. MENZEL: Tertiär und Tektonik im Norden von Hildesheim. Ebenda, S. 175—188.
11. H. STILLE: Exkursion in den südöstlichen Deister. 1. Jahresber. d. Niedersächs. Geol. Ver. 1908, S. 19—21.
12. Derselbe: Erläut. zu Bl. Peckelsheim d. Preuß. Geol. Spezialkarte, 1908.
13. O. GRUPE: Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. 29, 1908, S. 612—644.
14. E. HAARMANN: Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück. Inaug.-Diss., Berlin 1908.
15. H. STILLE: Das Alter der Deutschen Mittelgebirge. Zentralbl. f. Mineral. 1909, S. 270—286.
16. O. GRUPE: Über die Zechsteinformation und ihre Salzlager im Untergrunde des hannoverschen Eichsfeldes usw. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1909, S. 185—205.

Die Ergebnisse aller dieser Arbeiten werden in STILLES letzter Veröffentlichung[1]) zusammengefaßt. Er spricht darin die Ansicht aus, „daß der Bau der nordwestdeutschen Gebirge durch einen mehrfachen Prozeß der Gebirgsbildung zu erklären sei," und daß man, ganz abgesehen von den jungpaläozoischen Faltungen, mit mindestens 4 Hauptphasen zu rechnen habe.

Diese sind nach STILLE:

1. Die jungjurassische (präcretaceische), nachgewiesen im holländisch-westfälischen Grenzgebiete, am Egge-Gebirge und im Hannoverschen.

2. Die vor- bzw. frühsenone, die zur Heraushebung des paläozoischen Kernes des Harzes führte, in die auch der erste Anfang der Osning-Faltung fallen dürfte, und die die faciellen Verhältnisse der Granulaten-Kreide im Münsterlande erklärt.

3. Die alttertiäre (voroligocäne). In sie fällt der Hauptteil der Osning-Faltung. Sie hat nach STILLE besondere Bedeutung für den Aufbau der Mittelgebirge.

4. Die jung- oder postmiocäne.

---

[1]) Nr. 15, S. 274.

Widerspruch haben die Anschauungen STILLES, trotzdem sie vieles ganz Neue und Unerwartete brachten, meines Wissens bisher nur von einer[1]) Seite gefunden, nämlich von der des jüngst verstorbenen Marburger Geologen TH. LORENZ. Wo STILLE Transgressionen über vorher disloziertem und denudiertem Untergrund erkennt, will er Überschiebungen sehen; die als jungjurassisch gedeuteten Störungen sind nach ihm tertiär. Nach LORENZ gibt es in den deutschen Mittelgebirgen überhaupt nur zwei Störungsperioden, die carbonische und die tertiäre. Also die alte Auffassung, die noch vor einem Jahrzehnt die weitaus herrschende war.

Das Fundament, auf das LORENZ seine weitgehenden Schlüsse aufbaut, ist völlig unzureichend[2]). So behauptet er, nur ganz lokal könnte die ungleichartige Unterlage der Unterkreide den Gedanken an jungjurassische Störungen nahelegen. „Etwas weiter östlich (von der Egge) im Hils und im nördlichen Vorland des Harzes, überall finden wir die Kreide völlig konkordant auf Jura liegen.“ Ein Blick auf die EWALDsche Karte der Provinz Sachsen hätte den Verfasser dieser Zeilen von der völligen Unrichtigkeit seiner Behauptung überzeugen können. Eine besondere Ironie des Schicksals ist es aber, daß die Dislokationen, die der Alpengeologe LORENZ an der Basis der Kreide annimmt und als Überschiebungen deutet, gar keine Überschiebungen sind. Bei einer Überschiebung müßte das Hangende an der Dislokationsspalte älter sein als das Liegende; hier wäre aber gerade das Umgekehrte der Fall. LORENZS Überschiebungen könnten also allerhöchstens Verwerfungen auf sehr flachen Klüften sein. Unter diesen Umständen mutet es etwas sonderbar an, wenn er schreibt: „Da das klassische Gebiet für diese Art der Tektonik in den Alpen liegt, so ist es selbstverständlich, daß das Auge des in Norddeutschland arbeitenden Geologen noch nicht auf diese Erscheinungen eingestellt ist.“

Wir werden demnach mit STILLE u. a. an drei sehr erheblichen präoligocänen Störungsperioden (abgesehen von der carbonischen) festhalten dürfen, die den Boden von Nordwestdeutschland betroffen haben.

Aber auch im Süden des von uns betrachteten Gebietes hat man schon auf präcenomane Dislokationen hingewiesen, und

---

[1]) TH. LORENZ: Über den Gebirgsbau Mitteldeutschlands. Ber. d. Vers. d. Niederrhein. Geol. Ver. 1907, S. 24.

[1]) Vgl. hier auch H. STILLE, Zentralbl. f. Mineral. 1909, S. 270.

zwar erheblich früher als in Nordwestdeutschland. „Bereits[1]) C. W. von Gümbel berichtet im „Frankenjura" S. 604 von großartigen Spalten präcenomanen Alters („zwischen der Entstehung der Solenhofener Schichten und des Grünsandsteins von Regensburg"), die parallel mit dem alten Urgebirgsrande des Bayrischen Waldes, d. h. also in hercynischer Richtung verlaufen." Pompeckj[2]) hat diese Angaben später in der Regensburger Gegend bestätigt und erweitert, und neuerdings glaubt Hermann[3]) feststellen zu können, daß diese präcenomanen Störungen ebenso wie in Nordwestdeutschland präcretaceisch sind.

Wenn wir also nördlich, nordwestlich und südlich von Thüringen jungjurassische Dislokationen von großer Bedeutung wahrnehmen, so dürfen wir mit ziemlich großer Wahrscheinlichkeit damit rechnen, daß auch in Thüringen selbst ein großer Teil der präoligocänen Störungen tatsächlich der jüngsten Jurazeit zufällt.

Daß aber, wenigstens im nördlichen Thüringen, mindestens zwei präoligocäne Störungsperioden anzunehmen sind, zeigen Beobachtungen an den Kreideschollen des Ohmgebirges.

Bekanntlich haben sich auf den Höhen des Ohmgebirges zwischen Stadt Worbis und Kloster Gerode einige Fetzen von Cenoman erhalten; es handelt sich um drei größere, in der Richtung NO bis NNO langgestreckte Streifen, deren mittlerer an seiner Südseite von zwei kleinen isolierten Flecken begleitet ist.

Der breiteste dieser Streifen nimmt den oberen Teil des Sachsentales NNO von Stadt Worbis ein und reicht bis in die Mitte des Dorfes Kaltohmfeld. NNW von seinem Nordende, also nicht in seiner Verlängerung, beginnt ein zweiter, schmälerer Streifen, an dessen Ostabhange das Dorf Holungen liegt. Seinem Südende sind am Holunger Knick und am Schwarzenberg zwei kleine Tourtia-Flecke vorgelagert. In seiner unmittelbaren Verlängerung beginnt am Georgsplatz ein drittes ganz schmales Vorkommen von Cenoman, das am Ostfuße des Winkelberges sein Ende findet.

Die beiden nördlichen Streifen liegen hauptsächlich auf Mittlerem Muschelkalk, der Fetzen von Kaltohmfeld auf sämt-

---

[1]) R. Hermann: Die östliche Randverwerfung des Fränkischen Jura. Diese Zeitschr. Bd. **60**, 1908, S. 47.

[2]) J. F. Pompeckj: Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Regenstauf. Geognost. Jahresh. XV, 1901.

[3]) a. a. O., S. 62.

lichen Triashorizonten vom Unteren Keuper bis zum obersten Wellenkalk, der kleine Flecken am Schwarzenberg aber sogar auf Unterem Wellenkalk und der Oolithbank β. Es treten also sehr verschiedene Niveaus der Trias mit dem Cenoman in Berührung; dies nötigt aber zu dem Schlusse, daß die altmesozoischen Gesteine bereits vor Ablagerung des Cenomans starke Störungen erlitten haben mußten.

Nun scheint aber die nicht allzuweit entfernte Oberjura-Tafel des Kahleberges südlich von Gandersheim darauf hinzudeuten, daß auch in der Gegend des heutigen Ohmgebirges noch Oberer Jura zur Ablagerung gelangt ist. Der präcenomanen Dislokationsperiode folgte also im Ohmgebirge eine Denudation von sehr bedeutendem Umfange, die den gesamten Jura und den größten Teil des Keupers abtrug. Dies aber gibt uns wohl das Recht, zwischen der Dislokation der mesozoischen Schichten und der Ablagerung des Cenomans für diese Denudation einen größeren Zeitraum zu reservieren und die präcenomane Störungsperiode im Ohmgebiet in den obersten Jura zu versetzen.

Wie das Streichen dieser alten Dislokationen im Ohmgebirge verlief, läßt sich mit völliger Sicherheit nicht mehr entscheiden; doch möchte ich vermuten, daß es hercynisch war oder wenigstens von der NW-Richtung nicht stark abwich. Diese ältere Streichrichtung wird maskiert von einer jüngeren, nordöstlichen bis nordnordöstlichen; infolge von Mulden- und Grabenbildung mit diesem Streichen hat sich das Cenoman und seine Unterlage von Muschelkalk und Lettenkohle mitten im Buntsandsteingebiete erhalten. Ich glaube nun den Nachweis führen zu können, daß auch diese postcenomane Störungsperiode des Ohmgebirges noch präoligocän ist.

Das Gebirge hat besonders in der Gegend von Kaltohmfeld ziemlich ausgesprochenen Plateaucharakter; nun wird man aber nach Lage der Dinge diese Hochfläche kaum anders deuten können denn als präoligocäne Landoberfläche. Diese Auffassung findet ihre Bestätigung, wenn wir die Beziehungen des Ohmgebirges zu seiner Nachbarschaft prüfen. Das Ohmgebirge, die Bleicheröder Berge und die zahlreichen Muschelkalk-Kopjes in ihrer Umgebung (Hasenburg, Hubenberg, Haarburg, Ellerburg und Iberg) sind wohl als Zeugenberge aufzufassen, die durch die Wipper und ihre Zuflüsse von der geschlossenen Muschelkalkplatte des Düns und der Hainleite losgetrennt worden sind. Nun sind diese Hochflächen schon früher mit guten Gründen als ein Teil der präoligocänen Peneplain angesehen worden, man muß also diese Auffassung auch auf die Zeugenberge über-

tragen, soweit ihre Oberfläche, wie teilweise im Ohmgebirge, noch den Charakter einer Hochfläche besitzt.

Wahrscheinlich fällt die zweite (postcenomane) Störungsperiode im Ohmgebirge in das Senon, da sich zwischen sie und die Bildung der Peneplain wiederum eine Denudationszeit von geraumer Dauer einschalten muß.

Auch eine dritte, der Bildung der oligocänen Schotter unmittelbar voraufgehende Störungszeit wird man für Thüringen anzunehmen haben; ohne sie hätten die Oligocängerölle nicht von den Höhen des Thüringer Waldes bis in die Leipziger Bucht verfrachtet werden können.

Es finden sich also Anzeichen dafür, daß sämtliche drei Störungsperioden, die in Nordwestdeutschland mit Hilfe der Kreide zwischen dem Oberen Jura und dem Oligocän nachgewiesen werden konnten, auch den Boden Thüringens betroffen haben. Im einzelnen wird es aber fast überall unmöglich sein, die Wirkungen dieser drei Dislokationszeiten auseinanderzuhalten; wir werden sie daher nach wie vor als präoligocäne Störungen bezeichnen müssen, mit der reservatio mentalis, daß sich vielfach mehrere aufeinanderfolgende Störungen addiert haben, um die heute sichtbare Wirkung hervorzubringen.

8. Postoligocäne Dislokationen.

Postoligocäne Krustenbewegungen dürften in Thüringen im allgemeinen leicht zu erkennen sein.

Wir gehen wohl am besten von der Anschauung aus, daß zu Beginn der Oligocänzeit der Boden Thüringens eine schwach wellige Tiefebene darstellte; nur im Harzgebiete und vielleicht auch im Thüringer Schiefergebirge waren noch größere Höhen vorhanden. Wenn heute Thüringen und der Harz ein ganz anderes Bild bieten, so ist dies im wesentlichen ein Werk postoligocäner Störungen und der sich anschließenden Erosionsvorgänge.

Von Osten ausgehend bemerken wir, daß das Erzgebirge in Gestalt einer schiefen Ebene aufsteigt, die sich allmählich nach Nordwesten, gegen die Leipziger Bucht hin, senkt. Die schiefe Ebene des Erzgebirges, in deren Anlage wir das Wiederaufleben einer uralten, NO streichenden Dislokationsrichtung erblicken dürfen, geht etwa von der Linie Glauchau-Asch ab in eine andere schiefe Ebene über, deren Abfall im allgemeinen nach NO gerichtet ist, deren Streichen also nunmehr hercynische Richtung verfolgt. Dieser Richtung entspricht

im ostthüringisch-fränkischen Schiefergebirge weder die Streichrichtung des Altpaläozoicums noch die der ostthüringischen Monoklinale. Es streichen allerdings einige z. T. recht bedeutende Brüche in hercynischer Richtung durch das Schiefergebirge; allein sie sind möglicherweise uralt und scheinen im Tertiär keine wesentliche Wiederbelebung erfahren zu haben. Ein hercynisch streichender, im Mesozoicum angelegter Randbruch fehlt jedenfalls dem Schiefergebirge bis zur Gegend von Saalfeld; es konnte also die tertiäre Dislokationsphase auch keine Reaktivierung eines schon bestehenden Bruches hervorrufen, und deswegen dacht sich das ostthüringische Schiefergebirge bis zum Meridian von Saalfeld ganz allmählich, wie das Erzgebirge, zur Leipziger Bucht ab.

Ganz anders wie auf der Nordseite liegen die Dinge auf der Südseite des Schiefergebirges; hier fand die neue Dislokationsrichtung einen gewaltigen, schon in der Präoligocänzeit angelegten Bruch von hercynischer Richtung vor, an dem sich eine starke Verschiebung der Peneplain vollzog; deswegen heute eine allmähliche Abdachung des Schiefergebirges nach der Leipziger Bucht zu, aber ein steiles Abfallen gegen das fränkische Triasgebiet.

Dasselbe kann man beobachten, wo die hercynische Dislokationsrichtung am NW-Rande des Thüringer Waldes auf präoligocäne Brüche der gleichen Richtung trifft wie bei Saalfeld. Auch hier leben die alten Störungslinien wieder auf, und in der schiefen Ebene bildet sich, anscheinend plötzlich, eine Flexur heraus. *Die hercynischen Randbrüche des Thüringer Waldes entsprechen alten präoligocänen Dislokationen, die durch postoligocäne, ebenfalls hercynisch streichende Krustenbewegungen reaktiviert worden sind.*

Während der nordwestliche Teil des Thüringer Waldes beiderseitig von erheblichen postoligocänen Randbrüchen eingefaßt wird, scheint das Triasland zwischen ihm und dem Harze im wesentlichen den Charakter der schiefen Ebene beibehalten zu haben. Doch liegt ihr tiefster Teil augenscheinlich nicht in der Mitte des Triaslandes, sondern unmittelbar am Südrande des Harzes. Ebenso wie der Thüringer Wald stiegen auch Harz und Kyffhäuser durch Reaktivierung präoligocäner Spalten empor.

Einen Teil der Tiefenlinie, gegen die sich die Thüringer schiefe Ebene abdachte, bezeichnet die Goldene Aue; man könnte sie für ein reines Erosionsgebilde halten, wenn nicht die abnorm tiefe Lage des Oligocäns in ihr (zwischen 400

und 500′ Meereshöhe) den Beweis lieferte, daß sie ein Gebiet postoligocäner relativer Senkung bedeutet[1]). Der Kyffhäuser spaltet die Senkungszone in zwei Teile; wir können sagen, daß die postoligocäne Antiklinale des Kyffhäusers von zwei postoligocänen Synklinalen, im Norden und Süden, begleitet wird. Daß diese Auffassung auch für die breite Depression südlich vom Kyffhäuser richtig ist, zeigt die relativ sehr tiefe Lage des Oligocäns in der Nachbarschaft von Frankenhausen. Nach Südosten läst sich die postoligocäne Synklinale der Goldenen Aue bis mindestens zum Unstrut-Durchbruch bei Memleben verfolgen; auch im Gebiete der Bottendorfer Höhe lagert das Oligocän auffallend tief (noch etwas unter 400′); man darf also wohl annehmen, daß hier der Kern einer präoligocänen Antiklinale in postoligocäner Zeit eingesunken ist. Auch nach WNW läßt sich die Tiefenlinie der Goldenen Aue wohl weiterverfolgen; ich möchte annehmen, daß das untere Oder- und Rhume-Tal tektonisch durch eine postoligocäne Einmuldung vorgezeichnet ist, welche die geradlinige Fortsetzung der Goldenen Aue bildet.

Wie weit im Thüringer Becken selbst kleinere postoligocäne Dislokationen die schiefe Ebene noch weiter gegliedert haben, wird sich nur in seinen Randgebieten noch mit einiger Sicherheit entscheiden lassen. Auf kleine Sättel und Mulden deutet wohl die ungleiche Höhenlage benachbarter Oligocänfetzen auf vielen Kartenblättern hin. Von besonderer Bedeutung für die Hydrographie dürfte aber die relativ tiefe Lage des Oligocäns auf der Schmücke sein. Auch dort, wo einzelne Höhenzüge über das Niveau der Peneplain sich zu erheben scheinen, wie der Ettersberg und die Riechheimer Höhe, darf man wohl postoligocäne Aufsattelungen vermuten. Doch müssen alle Einzelheiten in dieser Frage künftigen Spezialuntersuchungen vorbehalten bleiben.

Man wird im allgemeinen sagen dürfen, daß die postoligocänen Dislokationen präoligocänen Störungslinien gefolgt sind, aber wesentlich nur dort, wo auch diese hercynisches Streichen besaßen. Präoligocäne Störungen von nicht hercynischer Richtung scheinen im allgemeinen nur dort reaktiviert worden zu sein, wo sie schmale Verbindungsstücke zwischen hercynischen Dislokationslinien darstellen. Hierhin gehören wohl die NO bis NNO

[1]) Vielleicht spielt hier auch die Auslaugung von Zechsteinsalzen unter den breiten Talmulden eine Rolle. Vgl. Fulda: Zeitschr. f. prakt. Geologie **1909**, S. 25.

streichenden Teile der Thüringer-Wald-Brüche, die das bajonettförmige Zurückspringen des Gebirges bedingen.

Die postoligocänen Störungen sind wohl ebenso wie die präoligocänen sicher nicht auf eine einzige Periode beschränkt gewesen. Wieviel von ihnen aber auf die einzelnen Stufen des Tertiärs und auf das Quartär entfällt, wird sich im allgemeinen kaum entscheiden lassen. Auch die nicht unbedeutenden Krustenbewegungen, die der Ablagerung der Oligocänschotter unmittelbar voraufgingen, wird man von den jüngeren wohl kaum mit Sicherheit zu trennen vermögen.

Wenn den präoligocänen Dislokationen vielfach postoligocäne an der gleichen Spalte gefolgt sind, wenn die heutigen Gebirge also früher in ähnlicher Gestalt schon einmal (oder noch öfter) bestanden haben, so liegt der Gedanke nahe, die älteren und jüngeren Störungen bezüglich ihrer Intensität miteinander zu vergleichen.

Joh. Walther berechnet die Gesteinsdecke von der Dyas bis zum Lias, die einst das Thüringer Schiefergebirge bedeckte, auf ungefähr 1500 m. Wenn Schichten von dieser Mächtigkeit, nach unserer Auffassung in der Zeit zwischen Oberstem Jura und Oligocän, abgetragen worden sind, bis schließlich das Meeresniveau wieder nahezu erreicht wurde, so muß die Erdoberfläche gegen den Meeresspiegel um mindestens 1500 m relativ gehoben worden sein. Wahrscheinlich ist aber der Betrag der bis zum Oligocän abgetragenen Schichten im Thüringer Schiefergebirge weit höher. Nichts hindert uns anzunehmen, daß auch noch Dogger und Malm hier abgesetzt wurden. Außerdem aber ist nach unserer Auffassung die heutige Hochfläche nicht die alte Auflagerungsebene des Rotliegenden oder Zechsteins. Die Peneplain schnitt vielmehr mehr oder minder tief in die paläozoischen Schiefer ein; zu der Decke von jüngeren Sedimenten, die weggeführt wurden, addiert sich also noch ein aliquoter Teil der Schieferunterlage. Es ist also durchaus möglich, daß im Schiefergebirge nicht 1500, sondern 3000 m Gestein und darüber vor dem Oligocän abgetragen wurden.

Nun hat wohl die Oberfläche der Peneplain im Schiefergebirge seit dem Oligocän nirgends über 1000 m hoch gelegen; dieser Betrag stellt also die Maximal-Summe der postoligocänen Krustenbewegungen dar. Die Summe der präoligocänen Bewegungen überstieg also die der postoligocänen im Thüringer Schiefergebirge, — und das gleiche gilt wohl für den Harz — um mindestens das Doppelte bis Dreifache. Man darf daher der Anschauung von Stille und Grupe beitreten,

nach der die präoligocänen Dislokationen die postoligocänen an Intensität weitaus übertrafen.

Im allgemeinen dürften seit dem Ausgang der Juraperiode die Ereignisse in Thüringen sich in derselben Art und Weise abgespielt haben wie in Nordwestdeutschland. Nur waren wohl in Thüringen die präoligocänen Dislokationen noch intensiver, die ihnen folgenden Denudationen daher auch umfangreicher. Eine Notwendigkeit, Teile von Nord- und das nördliche Nordwestdeutschland als „saxonische Scholle" von den deutschen Mittelgebirgen abzutrennen, wie TORNQUIST[1]) es vorschlägt, scheint mir nicht zu bestehen.

9. Die Beziehungen zwischen dem Flußnetz und der präoligocänen Peneplain.[2])

Es braucht nicht besonders betont zu werden, daß Krustenbewegungen und Flußnetz in engem Zusammenhang miteinander stehen. Die erste Anlage eines Flußsystems wird wohl immer durch die Tektonik bedingt; man muß dabei nicht gleich an Verwerfungen denken, auch die Schiefstellung einer Schichtenplatte, welche die Flüsse zwingt, die Richtung der stärksten Böschung einzuschlagen, gehört zu den tektonischen Vorgängen.

Die ersten Flußsysteme (von den jungpaläozoischen bis triadischen abgesehen) wurden bereits zur Zeit des obersten Jura angelegt, als Mittel-Deutschland aus dem Meere emporstieg und sein Boden von starken Dislokationen getroffen wurde. Von den Flüssen, die in jener Zeit entstanden und das Festland schließlich bis zur präoligocänen Peneplain erniedrigten, wissen wir leider so gut wie nichts. Die „Thüringer Mulde" muß damals ein Becken in tektonischem wie in orographischem Sinne gewesen sein, dessen Mitte die Gewässer von dem Ur-Thüringer Walde, der Ostthüringischen Monoklinale und ihrem nordwestlichen Gegenflügel, vielleicht sogar auch vom Harze her zuströmten.

---

[1]) A. TORNQUIST: Die Feststellung des baltisch-russischen Schildes usw. Schrift. d. physik.-ökonom. Ges. Königsberg i. Pr. 1908.

[2]) Die noch ganz strittige Frage, ob die präglaziale Gera in die Ilm geflossen ist, soll hier nicht erörtert werden. Ich persönlich neige der Ansicht von WÜST zu, der dies für unwahrscheinlich hält. Auch mit der Ableitung der Orla, die schon auf S. 312 erwähnt wurde, will ich mich hier nicht beschäftigen; augenscheinlich liegen ihr rein lokale Momente zugrunde, die aber wohl noch nicht genügend aufgeklärt sind.

Nach welcher Richtung der präoligocäne Fluß, dessen Gewässer sich im Thüringer Becken sammelten, in jenen Zeiten abgeflossen ist, läßt sich kaum mehr feststellen. Vielleicht floß er, den Harz nach Osten umgehend, in der Gegend von Halberstadt in die Bucht des Unterkreide-Meeres. Die neocomen Sande, die im östlichen Teile des subhercynen Kreidebeckens auftreten und weiter im Westen durch das kalkige Hilskonglomerat ersetzt werden, können recht wohl von einem solchen Flusse ins Meer gespült worden sein.

Von dem Thüringer Becken des Spät-Mesozoicums und Alttertiärs ausgehend, erniedrigten sich durch rückwärts einschneidende Erosion auch seine randlichen Gebirge, bis schließlich alles zu einer schwach welligen Tiefebene abgetragen war, über die sich nur wenige Höhen erhoben. Zuerst verwischten sich die ursprünglich scharf eingeschnittenen Flußläufe natürlich im Gebiete des Beckens; in den Randgebirgen erhielten sie sich vielleicht bis zu einem gewissen Grade auch noch während des Stadiums der Peneplain. Wie ich bereits auf Seite 321 ausgeführt habe, glaube ich auf den Höhen des Frankenwaldes noch Überreste solcher greisenhafter, präoligocäner Flußtäler erkennen zu können.

Zu Beginn der Oligocänzeit begannen die Krustenbewegungen, welche die heutigen Terrainverhältnisse schufen; durch diese muß das präoligocäne Flußsystem, soweit man von einem solchen noch sprechen konnte, eine mehr oder minder starke Umgestaltung erfahren haben. In Thüringen bildete sich eine nach NNO fallende schiefe Ebene, die im Osten allmählich zu den Höhen des Thüringer Schiefergebirges anstieg, während sie im Westen vom Thüringer Walde durch eine Flexur oder Verwerfung getrennt wurde. Die Flüsse mußten natürlich der stärksten Neigung der schiefen Ebene folgen, d. h. nach NNO abfließen. Diese Richtung halten heute noch die Unstrut von Sömmerda bis Artern, die Gera, die Ilm abwärts bis fast nach Weimar, die Saale von Rudolstadt, die Elster von Krossen abwärts inne. Nicht aber folgen ihr der Oberlauf der Saale, Unstrut und Elster, der Unterlauf der Ilm und in ihrer ganzen Länge die Hörsel und Nesse. Diese Abweichungen von dem normalen NNO-Verlaufe sind nicht einheitlich zu erklären; teils sind die abweichend verlaufenden Flußstrecken älter, teils jünger als die NNO-Strecken.

Am auffälligsten läßt die Saale das Umbiegen aus einer Richtung in die andere erkennen. Von der Quelle bis über Saalfeld hinaus besitzt sie im allgemeinen WNW, — d. h. hercynische Richtung, um zwischen Schwarza und Rudolstadt

plötzlich in die NNO-Richtung überzugehen, die sie nun bis Weißenfels ohne erhebliche Abweichungen beibehält.

Ich möchte annehmen, daß die Saale in ihrem Oberlaufe noch an ein altes präoligocänes Tal gebunden war, daß sie nicht verlassen konnte, auch als sich die Abdachungsverhältnisse wesentlich änderten. Der Oberlauf der Saale scheint einem Flusse angehört zu haben, der dem Innern einer präoligocänen Thüringer Mulde direkt zuströmte. In den tieferen Teilen des östlichen Thüringens, die bis zum Oligocän vollständig zu einer Tiefebene abgeschliffen waren, mußten nun nach Bildung der schiefen Ebene die Gewässer der NNO-Abdachung folgen; in den höheren Teilen, die noch nicht so vollständig eingeebnet waren, konnte hingegen die präoligocäne Flußrichtung nicht verlassen werden. Es scheint also hier der merkwürdige Fall vorzuliegen, daß der Oberlauf eines Flusses älter ist als sein Unterlauf.

Noch komplizierter liegen die Verhältnisse für die Elster. Ihr Unterlauf von Krossen bis Leipzig ist nach NNO gerichtet und daher wohl postoligocän, der oberste Teil ihres Oberlaufes von den Quellen abwärts bis Oberweischlitz verläuft hercynisch, ist also wohl präoligocän; zwischen beiden Flußstrecken liegt aber ein sehr langes Stück des Laufes, in dem die Elster ohne wesentliche Abweichung von Süden nach Norden fließt Dürfen wir annehmen, daß dem Elstertale auf dieser Strecke ein intermediäres Alter zukommt?

Gehen wir nun zu den hydrographischen Verhältnissen im eigentlichen Thüringer Becken über. Wäre die Mulde, deren Mitte Keuper ausfüllt, erst im Tertiär angelegt worden, so hätten die Flüsse von allen Seiten her in radialer Richtung dem tiefsten Punkte der Mulde zuströmen müssen. Die Ilm beweist aufs deutlichste, daß dies auch heute noch nicht der Fall ist. Hingegen scheint die Unstrut mit ihren Nebenflüssen bis zu einem gewissen Grade ein derartiges radiales Flußsystem darzustellen. Alte Schotterzüge und verlassene Flußbetten aber beweisen uns, daß die heutigen Abflußverhältnisse im Thüringer Becken ganz moderner Entstehung sind und wesentlich erst nach der Glazialzeit angelegt wurden. Soweit wie wir die präglazialen und tertiären Flüsse verfolgen können, flossen sie einander parallel in Nordnordostrichtung und vereinigten sich größtenteils erst jenseits des Muschelkalkzuges Hainleite- Schmücke-Finne in der Südharzer Tiefenlinie. Dies aber ist nur denkbar, wenn das heutige Thüringer Becken im

Tertiär eine nach NNO sich abdachende schiefe Ebene bildete, deren Untergrund allerdings Gesteine von sehr verschiedener Widerstandsfähigkeit zusammensetzten. Erst durch ungleich rasche Erosion in den Gesteinen dieser schiefen Platte entstand die heutige Beckenform, und im Zusammenhang damit fanden umfangreiche Flußverlegungen statt.

Am längsten bekannt sind die Flußverlegungen im Gebiete der Unstrut; schon Heinr. Credner[1]) hat vor 67 Jahren auf einige von ihnen hingewiesen. Es ist zweifellos, daß die Quellflüsse der präglazialen Unstrut nicht im Hainich, sondern im Thüringer Walde zu suchen sind. Zwei präglaziale Schotterzüge, die wesentlich Thüringer-Wald-Material führen, lassen sich mit dem alten Unstrutlaufe in Verbindung setzen: der Tonna-Griefstädter und der Erfurt-Weißenseer Zug. Der erstere ist wohl auf eine Ur-Unstrut zu beziehen, deren Quellgebiet, wie Zimmermann[2]) wahrscheinlich mit Recht vermutet, dem der heutigen Apfelstedt entspricht; der letztere stellt aber höchstwahrscheinlich Ablagerungen einer Ur-Gera dar.

E. E. Schmid[3]) nahm an, daß die Sachsenlücke, durch welche die heutige Unstrut das Thüringer Becken verläßt, zur Zeit, als jene Schotterzüge sich bildeten, noch nicht geöffnet war. Die Gewässer der Unstrut strömten nach seiner Auffassung mit denen der Ilm vereinigt durch die Sulzaer Talenge. Zeitweilig aber war das Thüringer Zentralbecken von einem See erfüllt.

Diese Anschauungen dürfen heute bereits als in allen Punkten widerlegt gelten. Daß im Thüringer Zentralbecken jemals ein See von größerer Ausdehnung bestanden hat, ist mehr als unwahrscheinlich; der Ilmlauf durch die Sulzaer Enge hat sich heute als ganz jung erwiesen, hingegen dürfte dem Unstrut-Durchbruch bei Sachsenburg ein hohes Alter zukommen.

Daß die Unstrut der Hauptfluß des Thüringer Beckens geworden ist, und daß die Sachsenburger Pforte die tiefste Durchbrechung des nördlichen Muschelkalkzuges darstellt, ist kein Zufall, sondern beruht wenigstens zum Teil auf tektonischen

---

[1]) Heinr. Credner: Übersicht d. geognost. Verhältn. Thüringens und d. Harzes, Gotha 1843, S. 32.

[2]) E. Zimmermann: Über die in der Gliederung zum Ausdruck gelangende bisherige Kenntnis vom thüringischen Diluvium. Diese Zeitschr. **51**, 1899, S. *11*.

[3]) E. E. Schmid: Die hydrographischen Verhältnisse Thüringens und ihre Entwicklung. Mitt. Geogr. Ges. Jena I, 1882, S. 55.

Momenten. Wir sahen schon früher, daß die Oligocänschotter auf der Schmücke, wenige Kilometer östlich von dem Unstrutdurchbruch, eine auffallend geringe Meereshöhe einnehmen. Dies deutet auf eine lokale, postoligocäne Einsenkung der schiefen Ebene an dieser Stelle hin. Wenig nördlich von der Sachsenburger Pforte aber schufen andere tertiäre Krustenbewegungen die tiefe Mulde der Goldenen Aue. Als drittes günstiges Moment kommt hinzu, daß der Muschelkalk, der noch in der Hainleite ziemlich flach gelagert war, an der Sachsenburger Pforte sich steil aufrichtet, daß sein Ausstreichen sich also dementsprechend verschmälert und daher leichter von einem Flusse zu durchbrechen ist. Ein Fluß, der durch die Gegend der Sachsenburger Pforte strömte, fand also von vornherein äußerst günstige Bedingungen zum Einschneiden vor; erstens, weil seine Erosionsbasis in der Goldenen Aue sehr tief lag, zweitens weil er teilweise eine tektonische Mulde benutzen konnte und drittens, weil der Zug der widerstandsfähigen Muschelkalkgesteine schmal und vielleicht durch Dislokationen zerrüttet war. Aus diesen Verhältnissen läßt es sich verstehen, daß die Sachsenburger Pforte bereits sehr frühzeitig angelegt und daß die Unstrut zum Hauptflusse des Thüringer Beckens wurde, der fast alle übrigen gleichzeitig geborenen Gefährten unter sein Joch zwang.

(Über den Unstrutlauf jenseits der Sachsenburger Pforte brauche ich mich um so weniger zu äußern, als gerade hier sehr eingehende neuere[1]) Arbeiten vorliegen. Ich möchte nur betonen, daß die weitverbreitete[2]) Ansicht, die Unstrut wäre über das Gebiet der Mansfelder Seen und durch das Salzke-Tal weitergeflossen, meines Wissens durch keinerlei Tatsachenmaterial[3]) gestützt wird. Es ist vielmehr im höchsten Grade wahrscheinlich, daß die Unstrut stets die tektonische Mulde Artern-Wiehe benutzte und stets oberhalb von Halle in die Saale mündete.)

Wenn unsere Vorstellung von einer nach Nordnordost geneigten schiefen Ebene richtig ist, so müssen zahlreiche Flüsse parallel mit der Ur-Unstrut das heutige „Thüringer Zentralbecken" durchströmt haben. Sehen wir nun, ob wir Reste

---

[1]) Vgl. E. Wüst: Untersuchungen über das Pliocän und das älteste Pleistocän Thüringens. Abhandl. naturf. Ges. Halle 23, 1900, S. 21 ff. — Derselbe: Beiträge z. Kenntnis d. Flußnetzes Thüringens. Mitt. d. Ver. f. Erdk. Halle, 1900.

[2]) Näheres in Regel, Thüringen I, S. 306.

[3]) Vgl. E. Wüst: Flußnetz Thüringens, S. 17.

solcher NNO gerichteten Flußläufe, die jetzt außer Funktion gesetzt sind, auffinden können.

E. Kaiser und E. Naumann[1]) haben bei der Aufnahme der Blätter Langula und Langensalza 550′—750′ hoch liegende Schotter gefunden, die westlich von Groß-Welsbach nur Triasmaterial enthalten, weiter im Osten aber auch Thüringer-Wald- und nordische Geschiebe führen.

Westlich von der Unstrut aber fanden sich „vereinzelte Geschiebe, die dem jetzigen Niederschlagsgebiete der Unstrut fremd sind. Es sind Geschiebe aus Thüringerwald-Material wie von nordischen Gesteinen. „Von den aufgesammelten Geschieben aus Thüringer-Wald-Material lassen sich die meisten nach der Ansicht des Herrn Prof. Scheibe zurückführen auf den Nordostabhang des nordwestlichen Teiles des Thüringer Waldes. Besonders wichtig ist das Auftreten des Porphyrs vom Heiligenstein bei Ruhla in scharf abgeschliffenen Geschieben bei Oberdorla und Mülverstedt, welches auf eine eigenartige Ausbildung des Flußnetzes in präglazialer Zeit im nordwestlichen Thüringen hinweist.“

Um das Auftreten von Thüringer-Wald-Material in den Schottern nördlich und östlich, in vereinzelten Geschieben südlich und westlich von der Unstrut erklären zu können, sehen sich die Verfasser zu folgenden Annahmen gezwungen:

1. Die Thüringer-Wald-Gerölle stammen aus dem weiter östlich vorbeistreichenden, präglazialen Tonn - Griefstedter Schotterzuge.

2. Da die Thüringer-Wald-Gerölle zum Teil aus den nordwestlichsten Gebieten des Thüringer Waldes stammen, muß der Tonna-Griefstedter Flußlauf „wohl weitere Zuflüsse gehabt haben aus südwestlicher und westlicher Richtung, wahrscheinlich unter Umgehung der Hörselberge und Benutzung des Nesse-Tales in West-Ost-Richtung.“

3. Die Thüringer-Wald-Gerölle müssen vom Eise oder von Schmelzwasserbächen aus dem Tonna-Griefstedter Zuge in ihre jetzige Lage gebracht worden sein.

4. Da die fraglichen Schotter auf den Blättern Langula und Langensalza im allgemeinen höher liegen als die im präglazialen Tonna-Griefstedter Zuge, so muß man erhebliche postglaziale Krustenbewegungen annehmen.

Die Verfasser haben also eine ganze Reihe von Voraussetzungen nötig, um das Auftreten von Thüringer-Wald-Geschieben

---

[1]) E. Kaiser und E. Naumann: Zur Kenntnis der Trias und des Diluviums im nordwestlichen Thüringen. Jahrb. Preuß. Geol. Landes-anst. 1902, S. 647.

bei Langensalza zu erklären, und nicht alle ihre Annahmen erscheinen sehr plausibel. So will es mich nicht recht wahrscheinlich dünken, daß der nordwestlichste Teil des Thüringer Waldes von dem Tonna-Griefstedter Flußlaufe entwässert worden ist. Übrigens müßte eine Untersuchung der in diesen Schottern enthaltenen Gesteine zeigen, ob man mit dieser Möglichkeit rechnen darf. Dann wäre es immerhin auffallend, wenn das nordische Inlandeis dicht an seiner Südgrenze noch die Kraft gehabt hätte, den Tonna-Griefstedter Schotterzug in so großem Maßstabe zu zerstören. Schließlich aber wird man auch gegen so erhebliche postglaziale Krustenbewegungen mißtrauisch sein dürfen, wie sie die bisherige Erklärungsweise verlangt.

Diesen Schwierigkeiten entgeht man aber, wenn man annimmt, daß das Thüringer-Wald-Material auf den Blättern Langula und Langensalza nicht aus dem Tonna-Griefstedter Schotterzuge stammt, sondern von einem im nordwestlichsten Thüringer-Walde entspringenden und über die Gegend von Langensalza nach Nordnordosten strömenden Flusse abgesetzt worden ist.

Schotterreste, die das frühere Vorhandensein eines solchen Flußlaufes beweisen könnten, sind allerdings bisher weder auf dem Hainich noch auf den Höhen der Haartberge gefunden worden. Man muß jedoch im Auge behalten, daß es sich um meistenteils dicht bewaldete und wenig aufgeschlossene Gebiete handelt, und daß das Vorhandensein solcher Schotter daher keineswegs ausgeschlossen erscheint.

Hingegen scheint nordnordöstlich von Langensalza vieles für einen solchen Flußlauf zu sprechen. Schon KAISER und NAUMANN bemerken, daß die „nordwest-südöstliche Anordnung der Schotter an einen der Unstrut parallelen alten Flußlauf denken läßt“, verwerfen aber dann diese Idee in Rücksicht auf die Stromrichtung des nordischen Inlandeises. Ich glaube aber, daß man ganz unabhängig von den Schotterlagern einen solchen Fluß annehmen muß, um die eigentümlichen Terrainverhältnisse bei Sondershausen erklären zu können.

Unmittelbar bei Sondershausen wird der Muschelkalkzug der Hainleite von einem breiten und tiefen Erosionstale, dem Geschling, durchsetzt. Eisenbahn und Straße benutzen diesen Durchbruch, der einen bequemen Zugang zum Zentralbecken darstellt. Heute fließt in ihm nur ein ganz unbedeutender Bach zur Wipper, der unmöglich dies tiefe Tal ausgefurcht haben kann, auch wenn wir uns seine Wassermenge vervielfacht

denken. Es muß ein großer, von SSW nach NNO fließender Strom gewesen sein, der sich hier in den Muschelkalk eingrub, der aber seither in andere Bahnen gelenkt worden ist. Thüringer-Wald-Gerölle sind allerdings meines Wissens in der Nachbarschaft des Geschlings noch nicht gefunden worden; aber man hat m. E. guten Grund, nach ihnen zu suchen. Zieht man nun vom Geschling eine Gerade in SSW-Richtung, so trifft sie die Schotterzüge bei Langensalza und den Thüringer Wald in der Gegend von Ruhla; ein in dieser Richtung strömender, der Unstrut ungefähr paralleler Fluß könnte also sehr wohl die Thüringer-Wald-Gerölle der Langensalzaer Gegend herbeigeführt und die Hainleite im Geschling durchbrochen haben.

Ein sehr hübsches Gegenstück zum Geschling stellt das Schneidtal südlich von Hachelbich dar. Es ist dies ein enges, tiefes, fast schluchtartiges Tal, das sich in Süd-Nord-Richtung in das Plateau der Hainleite eingegraben hat. Heutigen Tages liegt das Schneidtal fast gänzlich trocken; ein von Süden her, aus dem Keupergebiete zuströmender Wasserlauf ist nicht mehr vorhanden, der einzige Wasserfaden, der in das Schneidtal einmündet, der Schneidgraben, hat westöstlichen Verlauf, seine Richtung steht also zu der des Schneidgrabens senkrecht. Es ist klar, daß auch das Schneidtal durch einen ziemlich kräftigen, von Süd nach Nord fließenden Bach ausgewaschen sein muß, dessen Gewässer aber seither eine andere Abflußrichtung gefunden haben.

Das Geschling und der Schneidgraben können heutigen Tages von keiner erheblichen Wassermenge mehr durchströmt werden, weil die Helbe den Südrand der Hainleite begleitet und die Niederschläge der Gegend um Ebeleben-Greußen zur Unstrut ableitet. Die Flüsse, welche die tiefen Durchbruchstäler der Hainleite auserodierten, konnten also nur vorhanden sein, als die Helbe noch nicht ihren heutigen Lauf hatte. Nun wird aber auch die Ableitung dieser Flüsse und die Trockenlegung der Durchbruchstäler klar, und wir erkennen in beiden ein Werk der Unstrut.

Die Unstrut, der Fluß des Schneidgrabens und der des Geschlings flossen ursprünglich einander parallel über den Muschelkalkzug am Nordrande des Thüringer Zentralbeckens, aber sie schnitten sich in recht ungleichem Tempo in diesen ein. Die Unstrut war von vornherein im Vorteil, da ihr der Durchbruch an der Sachsenburger Pforte durch postoligocäne Senkungen erleichtert worden war. Außerdem war hier, wegen der steilen Schichtstellung im Muschelkalk, nur ein schmaler

Riegel zu durchbrechen, während die weiter im Westen strömenden Flüsse eine viel schwerere Erosionsarbeit zu leisten hatten. Dementsprechend vertiefte sich der Lauf der Unstrut rasch, der der beiden anderen Flüsse hingegen viel langsamer. So konnte es denn nicht ausbleiben, daß sich die beiden linksseitigen Nebenflüsse der Unstrut, die Helbe und der heutige Oberlauf der Unstrut, rapide in die weichen Keupermergel eingruben, schließlich die beiden höher gelegenen Flußläufe erreichten und ihre Gewässer zur Unstrut ablenkten. Es ist dies wohl einer der schönsten Fälle von Flußablenkeng, die man sich denken kann. Gleichzeitig erklärt es sich aber auch ohne Zuhilfenahme von Krustenbewegungen, daß im Unstrutgebiete die präglazialen Schotter tiefer liegen, als die glazialen des Geschlingflusses. Die Ableitung dieses Wasserlaufes muß natürlich in die Postglazialzeit fallen, die des Schneidgraben-Flusses erfolgte etwas früher.

In der gleichen Weise lassen sich nun auch östlich von der Unstrut höchst eigentümliche morphologische Verhältnisse erklären. Der schmale Buntsandsteinzug, der den Muschelkalkkamm der Schmücke im Norden begleitet, wird von ziemlich tiefen Tälern, Borntal, Weingartental u. a. durchfurcht, in denen heute kein oder nur ein äußerst unbedeutender Bach fließt.

Die Tiefe und Breite dieser Täler steht in keinerlei Verhältnis zu ihrer Länge, die kaum mehr als 1 km beträgt; es ist augenscheinlich, daß die heutigen Täler nur Teilstücke sein können, deren Verlängerung südlich von der Schmücke gesucht werden muß. Von dort her konnte aber natürlich Wasser über die Schmücke nur zu einer Zeit fließen, als das Keupergebiet südlich von ihr noch höher lag als ihr Muschelkalkkamm. Diese Bäche waren übrigens nicht sehr wasserreich, denn nur die bedeutendsten unter ihnen, wie der, der in dem Tale von Harras nach NNO floß, gruben sich auch in den Muschelkalk der Schmücke ein. Es liegt nun auf der Hand, daß solche Bäche mit geringem Erosionsvermögen, die daher ihr Bett nicht stark vertiefen konnten, in der Nähe der rasch sich einschneidenden Unstrut aufs höchste gefährdet sein mußten. Die Wasserrisse- die südlich von der Sachsenburger Pforte mit starkem Gefälle in die Unstrut mündeten, gruben sich rasch in der Streichrichtung in die weichen Keuperschichten ein und raubten nacheinander den die Schmücke überfließenden Bächen ihr Quellgebiet und ihren Oberlauf.

Man kann sagen, daß die Unstrut im ganzen heutigen Thüringer Zentralbecken die vorher selb-

ständigen und parallel miteinander nach NNO gerichteten Wasserläufe vernichtete.

In allen Fällen gruben sich die Nebenflüsse der Unstrut, die im Streichen der Keuperschichten und natürlich in deren weichsten Zonen flossen, in rascherem Tempo ein als die alten NNO-Flüsse, die nicht nur den Keuper quer zu seinem Streichen zu durchschneiden hatten, sondern auch in ihrem Unterlaufe eine harte Muschelkalkbarriere vorfanden.

Während aber die Unstrut im Thüringer Zentralbecken ihr Flußsystem ausdehnte, indem sie die schwächeren Altersgenossen überwältigte, erlitt sie selbst durch das gleiche räuberische Verhalten zwei schwere Verluste. Im Osten mußte sie die Ilm an die Saale abgeben, im Westen aber brach die Werra in ihr Gebiet ein und verlegte die Wasserscheide zwischen Weser und Elbe bis vor die Tore von Erfurt.

Im Laufe des letzten Jahrzehntes ist durch die rastlose Arbeit von P. Michael [1]), Wüst, Naumann und Picard, denen sich Zimmermann mit einer schönen Beobachtung anschloß, unzweifelhaft festgestellt worden, daß die Ilm in präglazialer Zeit bei Rastenberg über die Finne geflossen ist, und daß ihr heutiger Unterlauf erst im jüngeren Quartär angelegt wurde.

Aus der Beobachtung, daß die tiefste Stelle der Finne die präglazialen Schotter bei Rastenberg um ca. 30 m überragt, haben P. Michael und Henkel den Schluß abgeleitet, daß die Finne noch erhebliche Dislokationen während der jüngeren Quartärzeit durchgemacht hat. Nun haben meine voraufgehenden Ausführungen gezeigt, daß die Finne-Störungen im allgemeinen weit vor der Oligocänperiode eintraten. Es könnte sich daher höchstens um ein Wiederaufleben alter Dislokationslinien handeln; aber auch dieses kann nicht von großer Bedeutung sein und hat wahrscheinlich die Verlegung des Ilmlaufes nicht verursacht. Es ist aber denkbar [2]), daß überhaupt keine weitere Aufwölbung

---

[1]) P. Michael: Die Gerölle- und Geschiebevorkommnisse in der Umgegend von Weimar. Progr. Realgymn. Weimar 1896. Ders.: Der alte Ilmlauf von Süßenborn nach Rastenberg a. d. Finne. Diese Zeitschr., Bd. 51, 1899, S. 178. Ders.: Der alte Ilmlauf von Rastenberg über die Finne. Ebenda S. 1. Ders.: Beitr. z. Kenntn. d. eiszeitl. Ablager i. d. Umgeb. v. Weimar. Progr. Realgymn. Weimar 1908. — Wüst: Pliocän u. Pleistocän Thüringens, 1900 S. 109 ff. — Naumann u. Picard: Ablager. d. Ilm u. Saale vor d. erst. Vereisung Thüringens. Jahrb. Preuß. Geolog. L.-A., 1907, S. 141. Dieselben: Weitere Mitteil. über d. diluviale Flußnetz in Thüringen. Ebd. 1908, S. 566. — Zimmermann: Begehung d. Eisenbahnstr. Korbetha-Deuben. Ebd. 1898, S. 165.

[2]) Naumann u. Picard: Jahrb. Pr. Geol. L.-A., 1908, S. 571.

der Finne stattgefunden hat, und daß das Finneplateau an der kritischen Stelle seine jetzige Höhe zum Teil glazialen und postglazialen Aufschüttungen verdankt. Wenigstens zeigen die Höhenziffern der oberen und unteren Präglazialschotter, die NAUMANN und PICARD angeben, nirgends eine Verbiegung oder gar Rückläufigkeit der Terrassen an.

So möchte ich denn annehmen, daß die Verlegung des Ilmlaufes im wesentlichen auf dem gleichen Wege erfolgte wie die der NNO-Flüsse im Thüringer Becken.

Wir müssen von der Voraussetzung ausgehen, daß die Saale sich schneller einschnitt als die Ilm; darauf deuten u. a. auch die ungleichen Abstände hin, welche die korrespondierenden Terrassen in beiden Flußgebieten voneinander trennen. So trifft man im Ilmgebiete in der Gegend von Oßmannstedt die obere Präglazialterrasse bei ca. 250 m, die Interglazialterrasse bei 190 m an; im Saalegebiet hat die obere Präglazialterrasse etwa bei Dornburg die Meereshöhe von 250 m, während die Interglazialterrasse hier nur noch ca. 150 m Höhe besitzt. In der gleichen Zeit, in der die Saale ihr Bett um 100 m vertiefte, schnitt sich also die Ilm nur um 60 m ein.

Wahrscheinlich ist dieses verschiedene Tempo der Erosion nicht dadurch zu erklären, daß in dem einen Falle weichere, im anderen härtere Schichten durchsägt wurden. Im Gegenteil, gerade die Saale mußte eine mächtige Erosionsarbeit in hartem Muschelkalk verrichten, während die Ilm auf einzelnen Strecken Keupergräben benutzen konnte. Wenn trotzdem die Saale ihr Bett rascher vertiefte, so lag das wohl an ihrer größeren Wassermenge. Diese aber dürfte hauptsächlich darauf zurückzuführen sein, daß die Saale aus dem Tertiär ein abnorm großes Einzugsgebiet erbte, das sich bis zum Fichtelgebirge erstreckte, während das Quellgebiet der Ilm wegen der Schmalheit des nordwestlichen Thüringer Waldes sich nicht sehr weit ausdehnen konnte.

Eine sich tiefer eingrabende Saale mußte aber für die nicht sehr weit in höherem Niveau fließende Ilm eine stets wachsende Gefahr bedeuten. Schließlich brach an der schwächsten Stelle, dort wo in der Sulzaer Dislokationszone der Keuper bis nahe an die Saale reicht, einer ihrer Nebenflüsse ins Ilmgebiet ein und leitete ihren Unterlauf durch die präoligocäne Keupermulde von Apolda ins Saale-Bett ab. Nicht jugendliche Krustenbewegungen in der tektonischen Mulde Apolda-Sulza, sondern lediglich das Vorhandensein von leicht zerstörbaren Keuperschichten in dieser präoligocänen Störungszone zusammen mit dem rascheren Ein-

schneiden der Saale haben die Ableitung der Ilm verursacht[1]).

Genau dasselbe fand im Südwesten des Thüringer Beckens statt. Auch die Werra schnitt sich dank ihrer größeren Wassermenge rascher ein als die westlichen Parallel- bzw. Nebenflüsse der Unstrut. (Es kommt wohl in erster Linie der von uns angenommene Wasserlauf durch das Geschling in Betracht.) An einer schwachen Stelle, nämlich dort, wo am Rande des Thüringer Waldes leicht zerstörbarer Zechstein und Unterer Buntsandstein zutage tritt, und wo etwas weiter nördlich ein Lias-Keupergraben ins Muschelkalkgebiet eingesenkt ist, brach ein Nebenfluß der Werra, die Hörsel, ins Stromgebiet der Unstrut ein. Die Gewässer des nordwestlichsten Thüringer Waldes östlich bis zur Apfelstedt, die vorher dem Stromgebiet der Unstrut angehörten, wurden dadurch zur Werra abgelenkt und die Wasserscheide Weser-Elbe mitten ins Thüringer Becken verlegt. Der durch das Geschling abströmende Thüringer-Wald-Fluß hatte ein ganz besonders trauriges Schicksal, seinen Oberlauf raubte die Werra vermittelst der Hörsel, den Unterlauf die Unstrut durch Vermittelung der Helbe.

Werfen wir nun einen Blick auf die Werra selbst und damit auf das Triasgebiet südwestlich vom Thüringer Walde.

Wir dürfen mit H. Pröscholdt[2]) von der Beobachtung ausgehen, daß Schotter, die Thüringer-Wald-Material enthalten, an der Geba und am Hahnberg von Basaltdecken überlagert werden. In vorbasaltischer Zeit kann also ein der heutigen Werra entsprechender Flußlauf nicht vorhanden gewesen sein; auch auf der Strecke zwischen Meiningen und Salzungen müssen die Gewässer des Thüringer Waldes ihren Abfluß nach Südwesten gefunden haben, wie heute noch die Itz und alle übrigen Bäche südöstlich von Eisfeld.

Die Verlegung der Abflußrichtung von SW nach NW kann dreierlei Gründe haben. Erstens wäre es denkbar, daß durch Krustenbewegungen, d. h. durch eine Einmuldung im Gebiete der heutigen Werra, in den bisherigen Flußbetten das Gefälle sich umkehrte, und daß die Gewässer gezwungen waren, sich einen neuen Ausweg nach NW zu bahnen. Zweitens besteht

[1]) Durch die Ableitung der Ilm in die Saale wurden auch die übrigen Flüsse außer Betrieb gesetzt, die in NNO-Richtung die Finne zwischen Rastenberg und Stadt Sulza überströmten. Sehr wohl erhaltene Erosionstäler dieser Flüsse, die jetzt nur von höchst unbedeutenden, nach Süden abströmenden Bächen benutzt werden, finden wir bei Eckartsberga und Burgholzhausen.

[2]) H. Pröscholdt: Der Thüringer Wald. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. Stuttgart 1891, S. 369.

die Möglichkeit, daß die in der Rhön emporquellenden Basalte den SW gerichteten Flüssen den Weg verlegten. Drittens könnte man aber auch annehmen, daß ein stärker erodierender Fluß oder Nebenfluß von NW nach SO im Gebiete der heutigen Werra vordrang und die alten SW fließenden Bäche des Thüringer Waldes nacheinander in sein Bett zwang.

PRÖSCHOLDT faßt in erster Linie einen Zusammenhang zwischen dem heutigen Werralauf und tektonischen Vorgängen ins Auge. Er glaubt, daß die Gewässer des Thüringer Waldes überall dort quer zur Längsrichtung des Gebirges abfließen, wo das Vorland wie im Thüringer Becken und im Grabfeld stark gesenkt wurde. „Je tiefer die Umgebung des Gebirges gesunken ist, desto stärker muß der Zug der Gewässer von der Höhe desselben in das Vorland sein, und unter diesen Umständen kann es geschehen, daß jene auch die Falten und Verwerfungen überwinden konnten, die in dem absinkenden Gebiete infolge hercynischen Druckes sich selbst langsam und unmerklich herausbildeten.“ Weiter sagt er aber in bezug auf die Werra: „Sind unsere Vorstellungen von dem Zusammenhang zwischen den geologischen Vorgängen und den hydrographischen Verhältnissen richtig, so folgt aus ihnen bezüglich des Werratales sogleich der Schluß, daß dasselbe in einem Gebiet liegen muß, in dem der Senkungsprozeß des fränkischen Vorlandes zur Ruhe gekommen ist, oder, mit anderen Worten gesagt, in dem die durch die Senkungen erzielte Abdachung ihre Endschaft erreicht hat. In der Tat hören mit dem Werratal die hercynischen Schichtenstörungen südwestlich vom Thüringer Walde auf, nicht eine setzt über die Werra hinüber.“

Dieser Auffassung PRÖSCHOLDTS kann ich nicht folgen. Die hercynischen Schichtenstörungen im Vorland zu beiden Seiten des Thüringer Waldes sind im wesentlichen präoligocän, und ihre morphologischen Wirkungen waren bereits verwischt, als sich das oligocäne Flußsystem anlegte. Erst durch ungleich starke Erosion in Gesteinen verschiedener Widerstandsfähigkeit machen sich die hercynischen Störungen in neuerer Zeit auf indirektem Wege noch bemerkbar. Daß aber die Abdachung im Werragebiete ursprünglich die gleiche war wie im Grabfeld, beweisen die präbasaltischen nach SW strömenden Flüsse, deren Schotter auf der Geba und dem Hahnberg sich finden. Doch ist die tektonische Hypothese nicht ganz von der Hand zu weisen; wahrscheinlich handelte es sich aber nicht um Einsenkungen im heutigen Werragebiet, sondern um Hebungen in der Rhön, wo heute die präoligocäne Landoberfläche abnorm hoch, bis zu 850 m über dem Meeresspiegel liegt.

Daneben glaube ich eine andere Möglichkeit ins Auge fassen zu müssen, die PRÖSCHOLDT verwirft, nämlich die, daß die Basaltmassen der Rhön den Abflüssen des nordwestlichen Thüringer Waldes den Weg verlegt haben.

PRÖSCHOLDT sagt hierzu: „Es liegt kein Anlaß zu der Vermutung vor, daß die Hohe Rhön Anteil an der Richtung der Werra gehabt hat; denn die Basaltdecken sind durch die Werra selbst zersägt worden, und an und für sich ist schwer einzusehen, wie so weit ausgedehnte und gleichmäßig verlaufende Basaltmassen Flüssen eine bestimmt ausgesprochene Richtung vorschreiben können."

PRÖSCHOLDTS Einwände wären durchaus berechtigt, wenn eine einheitliche, überall gleichmäßige Basaltlage Rhön und Werragebiet überdeckt hätte; dies war aber wohl sicher nicht der Fall. Man darf vielmehr annehmen, daß die Basaltmassen in der Rhön ungleich gewaltiger waren als im Werragebiet; letzteres lag an der Peripherie des Vulkangebietes, dessen Zentrum die Hohe Rhön darstellt. So möchte ich denn im Gegensatze zu PRÖSCHOLDT annehmen, daß nicht nur tektonische Vorgänge, sondern auch die Eruptivmassen der Rhön es waren, die die Gewässer des Thüringer Waldes zwangen, aus der NO—SW- in die SO—NW-Richtung abzuschwenken.

Was weiter geschah, läßt sich nunmehr leicht verstehen. Während die Bäche auf der SW-Seite des Thüringer Waldes früher als dünne Wasserfäden parallel nebeneinander geflossen waren, vereinigten sie sich nun zu einem einheitlichen Flußlaufe mit bedeutender Wassermenge und entsprechender Erosionskraft. Zu den Wassermengen, die aus dem Thüringer Walde kamen, addierten sich außerdem jetzt noch jene, die aus der regenzeichen Rhön nach Nordosten abflossen. Daß ein solcher Fluß seinen Nachbarn gefährlich werden mußte und danach strebte, sie sich tributpflichtig zu machen, liegt auf der Hand. Tatsächlich hat auch PRÖSCHOLDT[1]) schon vor längerer Zeit das räuberische Vorgehen der Werra in ihrem Oberlaufe geschildert. So stellt er sehr anschaulich dar, wie die Werra die Itz anzapft und ihren Oberlauf sich aneignet. Auch die Schleuse ist wohl von der Werra überwältigt worden. 3 km südlich von Reurieth im Werratale liegen 70 m über dem heutigen Wasserspiegel Schotter, die aber nicht der Werra, sondern der Schleuse zugehören. PRÖSCHOLDT glaubt nun, aus ihnen den Schluß ableiten zu können, daß der jetzige Hauptfluß, die Werra, früher der

[1]) H. PRÖSCHOLDT: Über Talbildung im oberen Werragebiet. Jahrb. Preuß. Geolog. L.-A. 1889, S. 1.

Nebenfluß war, und daß umgekehrt die Schleuse den damaligen Hauptfluß darstellte. Es ist mir nicht ganz klar geworden, wie er sich diesen Vorgang vorstellt und in Zusammenhang mit den Schottern von Reurieth bringt. Ich möchte vielmehr annehmen, daß die Schleuse früher ganz unabhängig von der Werra über Reurieth nach SW floß und erst nach Bildung jener Schotterterrasse von der rascher erodierenden Werra angezapft wurde.

Schließlich möchte ich auch annehmen, daß die Hasel in der gleichen Weise von der Werra abgelenkt worden ist. Das heutige Tal der Hasel setzt sich über ihre Einmündung bei Einhausen hinaus nahezu geradlinig in der tiefen Talfurche fort, welche Straße und Bahnstrecke von Ritschenhausen nach Rentwertshausen benutzen. Heute wird dieses Tal nur von dem höchst unbedeutenden und kurzen Bibrabache durchströmt, dem wir seine Ausarbeitung und besonders die Bildung des steilwandigen Muschelkalk-Defilés von Rentwertshausen unmöglich zutrauen können. Alles deutet darauf hin, daß die Hasel in diesem Tale nach Süden geflossen ist, und daß erst in jüngerer Zeit durch die rascher erodierende Werra ihr Lauf bei Einhausen unterbrochen wurde.[1])

In einem Seitentale des Bibrabaches sind bei Jüchsen die *Mastodon*-Reste gefunden worden, die Joh. Walther[2]) beschreibt. Leider stehen die wahrscheinlich pliocänen *Mastodon*-Sande in keiner Beziehung weder zu alten Haselterrassen noch zu Ablagerungen der Werra. Sie können also die interessante Frage nicht entscheiden, zu welcher Zeit die hier angenommene Anzapfung der Hasel durch die Werra erfolgte. —

Viel mehr weiß man über das Alter der Flußverlegungen im Thüringer Becken. Noch zur Zeit der Bildung einer unteren Präglazialterrasse ist die Ilm über die Finne geflossen. Der präglaziale, aber doch wohl noch quartäre Tonna-Griefstedter Schotterzug konnte sich nur zu einer Zeit bilden, in der Nesse und Hörsel ihren heutigen Oberlauf noch nicht besaßen. Wenn aber die Schotter nördlich von Langensalza einem Thüringer-Wald-Flusse angehören, der im Geschling die Hainleite durchbrach, so muß dieser noch nach der Eiszeit bestanden haben, da sich Trias-, Thüringer-Wald- und Glazialgeschiebe in ihnen mengen.

[1]) Auf einen von Nord nach Süd fließenden Wasserlauf deuten Buntsandstein- und Muschelkalkgerölle, die Pröscholdt (diese Zeitschr. 1882, **34**, S. 676) im Keupergebiet von Rentwertshausen fand. Im übrigen weicht seine Deutung der Verhältnisse sehr von der unserigen ab.

[2]) Joh. Walther: Über *Mastodon* im Werragebiet. Jahrb. Preuß. Geolog. L.-A., 1900, S. 212.

Es gewinnt den Anschein, als ob die Flüsse des Thüringer Beckens im wesentlichen noch bis zum Eindringen des Inlandeises die NNO-Richtung besaßen, die sie infolge der Schiefstellung der präoligocänen Peneplain einnehmen mußten. Die großen Flußverlegungen im Thüringer Becken scheinen aus der Zeit der thüringischen Vereisung (II. Eiszeit) oder aus einer ihr unmittelbar folgenden Periode zu stammen. Dies könnte zu dem Gedanken verleiten, dem Eindringen des nordischen Inlandeises einen Teil der Schuld an den Flußverlegungen beizumessen. Allein die beobachteten Tatsachen scheinen diese Idee nicht zu unterstützen. Ein gegen den Nordrand der deutschen Mittelgebirge vordringendes Inlandeis mußte in den mitteldeutschen Flüssen Stauwirkungen, also eine Abschwächung der Erosion hervorrufen. Was wir aber von jüngeren Flußverlegungen wahrnehmen, beruht auf einer Verstärkung der Erosion in den Gebieten der Unstrut, Saale und Werra. Ein direkter Zusammenhang zwischen der Umgestaltung des Thüringer Flußnetzes und dem Eindringen des nordischen Inlandeises kann daher nicht angenommen werden. Es scheint überhaupt, als ob das Vordringen des Inlandeises ins Thüringer Becken keine erkennbaren Veränderungen im Thüringer Flußnetze hervorgerufen hätte. Ob man daraus schon mit Henkel[1]) den Schluß ziehen muß, daß die Thüringer Flüsse unter dem Eise nach Norden strömten, ist eine andere Frage, auf die ich mich hier nicht näher einlassen kann.

Besteht so kein direkter Zusammenhang zwischen dem Vordringen des Inlandeises und den Flußverlegungen, so wird man doch wohl annehmen müssen, daß Klimaänderungen, die als Ursache oder Folge der I. Eiszeit auftraten, bei der Umgestaltung des Thüringer Flußnetzes eine sehr wesentliche Rolle gespielt haben. Man wird als wahrscheinlich ansehen müssen, daß in der Zeit der II. Vereisung auch in Thüringen das Klima kälter und niederschlagsreicher war als zuvor. Waren aber die Niederschläge vermehrt, so wurde dadurch auch die Erosionskraft der Flüsse gesteigert (wenigstens so lange, als das Inlandeis keine Stauwirkung ausüben konnte). Durch die Erniedrigung der Temperaturen wurde aber auch ein Teil der Vegetationsdecke, welche im Tertiär und in der Präglazialzeit die Gehänge gegen Abspülung schützte, abgetragen und dadurch den Flüssen die Erosionsarbeit erleichtert. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Thüringer Flüsse das Maximum ihrer Erosions-

[1]) L. Henkel: Zur Frage der Abflußverhältnisse Mitteldeutschlands während der Eiszeit. Globus 94, 1909, Nr. 1.

tätigkeit unmittelbar vor und nach dem Eindringen des II. Inlandeises in Deutschland erreichten. Unter diesen Gesichtspunken erscheint ein indirekter Zusammenhang zwischen der Umgestaltung des Thüringer Flußnetzes und der II. Vereisung recht einleuchtend.

Zusammenfassung.

Man hatte bisher ziemlich allgemein angenommen, daß die Erhebung des Thüringer Waldes und Harzes sowie die Bildung des Thüringer Beckens ausschließlich in die Tertiärzeit fallen. Daran anschließend galten die Störungen, welche die älteren Gebirgskerne begrenzen, und die, welche die Triasgebiete Thüringens durchziehen, als tertiär. Durch diese relativ jungen Krustenbewegungen wurden umfangreiche Denudationen hervorgerufen, die im östlichen Thüringer Walde und Harze das alte gefaltete Schiefergebirge, im westlichen Thüringer Walde hauptsächlich Rotliegendes freilegten. Bei der Abtragung der Flözgebirgsdecke trat im östlichen Thüringer Walde und im Harz die uralte permische Abrasionsfläche zutage; sie ist identisch mit der heutigen mehr oder weniger ebenen Oberfläche der Schiefergebirge, die diesen den Charakter eines Hochplateaus aufdrückt.

Diese bisherige Auffassung glaube ich durch eine andere ersetzen zu müssen. Ich möchte annnehmen, daß der größere Teil der thüringischen Dislokationen in die Zeit vor Ablagerung des Oligocäns fällt, und daß nur an einigen Spalten sich auch postoligocäne Verschiebungen vollzogen, deren Sprunghöhe aber die der präoligocänen nirgends erreicht. Beobachtungen in den Nachbargebieten und die Lagerung des Cenomans im Ohmgebirge machen es wahrscheinlich, daß die präoligocänen Krustenbewegungen sich großenteils schon am Ende der Juraperiode vollzogen, daß aber in der Oberen Kreide oder im Eocän eine zweite Dislokationsperiode folgte.

Die präoligocänen Krustenbewegungen verursachten Gesteinsabtragungen größten Maßstabs. So wurde Thüringen bis zur Oligocänzeit zu einer Peneplain abgeschliffen, deren Untergrund Gesteine sehr verschiedenen Alters bildeten. Schon vor dem Oligocän traten Schiefer im östlichen Thüringer Walde und Harz, Buntsandstein und Muschelkalk an den Rändern, Keuper im Innern des Thüringer Beckens zutage. Die Hochfläche, welche sich oft sehr gut im Schiefergebirge, in größeren Partien aber auch im Triasgebiet erhalten hat, ist nichts

anderes als die präoligocäne. Infolge von postoligocänen Störungen, die teilweise den alten präoligocänen Bruchlinien folgten, hoben sich Thüringer Wald, Harz und Kyffhäuser in ihrer heutigen Gestalt heraus. Das Thüringer Triasgebiet zwischen den beiden „Horsten“ bildete zunächst eine schiefe Ebene, deren tiefster Teil dem Harze stark genähert lag. Auf dieser schiefen Fläche flossen ursprünglich die Gewässer einander parallel nach NNO. Dadurch, daß besonders in postglazialer Zeit die Erosion in den weichen Keupermergeln rascher arbeitete als im Buntsandstein und Muschelkalk, fanden zahlreiche Flußverlegungen statt. Gleichzeitig wurden die härteren Gesteinskomplexe im Keupergebiet als Höhenzüge herauspräpariert.

Manuskript eingegangen am 17. September 1909.]

15. Neues zur Geologie Palästinas und des ägyptischen Niltals [1]).

Von Herrn Max Blanckenhorn.

(Mit 11 Textfiguren und 1 Tabelle auf Taf. V.)

Schon einmal, vor 4 Jahren, hatte ich die Ehre, ein Kapitel zur Geologie Palästinas in dieser Gesellschaft zu behandeln. Damals trug ich über die Geologie der näheren Umgebung von Jerusalem unter Vorlegung einer geol. Spezialkarte vor. Es waren die letzten Ergebnisse meiner ersten geologischen Studienreise nach Palästina im Jahre 1894.

Seit dieser ersten Reise bin ich noch 3mal zu geologischen Forschungen im Heiligen Lande gewesen, in den Jahren 1904, 1905/06 und 1908: das erste Mal mit Unterstützung der Zionistischen Kommission zur Erforschung Palästinas, das zweite Mal mit Unterstützung der Preußischen Akademie der Wissenschaften, das letzte Mal mit Unterstützung der Berliner Jagor-Stiftung und zugleich im Auftrage und auch mit Unterstützung Seiner Majestät des jetzt abgesetzten Sultans der Türkei Abdul Hamid II. Letzterer faßte nämlich gegen Ende seiner Regierung im Jahre 1907 den für türkische Verhältnisse etwas ungewohnten Entschluß, eine große wissenschaftliche Expedition zur Erforschung eines interessanten Teils seiner Länder, an dem er auch durch Privatbesitz persönlich interessiert war, nämlich des Jordantals und der Umgebung des Toten Meeres, ausführen zu lassen, zu deren Führer ich ihm vorgeschlagen und später auch durch allerhöchstes Irade ernannt wurde. Da ich sowieso für den betreffenden Winter eine nochmalige letzte Erforschung gerade des Jordantals und Toten Meergebietes vorhatte, so paßte mir natürlich dieser, einer glücklichen Laune des Beherrschers jener Länder entsprungene Plan ganz außerordentlich, obwohl damit auch eine botanische, zoologische, meteorologische und wirtschaftliche Erforschung und umfangreiche Sammeltätigkeit verbunden war, weshalb die

[1]) Nach 2 Vorträgen in den Sitzungen der Deutsch. Geol. Ges. am 5. Mai und 9. Juni 1909.

Expedition viel größere Dimensionen annehmen mußte und die Beihilfe anderer Gelehrten und höhere Geldmittel erforderte. Über das Äußere und den Verlauf dieser ersten Ottomanisch-Deutschen Forschungsexpedition unter meiner Leitung will ich Sie indes hier nicht unterhalten, sondern nur über einige der wichtigsten Ergebnisse derselben auf geologischem Gebiete.

Meine seit 23 Jahren gepflegten Studien zur Geologie Syriens, speziell Palästinas, haben durch diese letzte Reise einen gewissen Abschluß erhalten, indem viele noch immer empfundene Lücken in meiner Erkenntnis der Geologie des Landes zur Zufriedenheit ausgefüllt werden konnten. Das betrifft in erster Linie die älteren präcretaceischen Formationen, das Tertiär und das Quartär. Jetzt gilt es nun, das ungeheuer reiche Material an Beobachtungen, Skizzen, Photographien, gesammelten Gesteinsproben und Petrefakten zu verarbeiten. Abgesehen von einem Tagebuchbericht der letzten besonders interessanten Reise beabsichtige ich ein umfassendes Tafelwerk über die Geologie und Paläontologie Palästinas unter Mitarbeit mehrerer Fachgenossen herauszugeben, dessen Fertigstellung sich wohl noch einige Jahre hinziehen dürfte. Unter diesen Umständen erscheint es wohl angebracht, einige der wichtigsten Ergebnisse meiner geologischen Studien, soweit sie Neues von allgemeinem Interesse bieten, schon vorher der wissenschaftlichen Welt zu unterbreiten und speziell hier vorzutragen.

Neue geologische Karten.

Ich lege Ihnen zunächst hier drei eben im Manuskript fertig gewordene geologische Karten vor, welche Ihnen schon einen gewissen Überblick gewähren über die topographische Geologie Palästinas und der Nachbargebiete, wie sie aus meinen Aufnahmen hervorgeht. Sie ersehen daraus, welche Formationen überhaupt vorkommen, und wie sie sich verbreiten, und erhalten auch einen ersten Einblick in die tektonischen Verhältnisse.

Die erste Karte ist das noch nicht erschienene Blatt der bekannten internationalen geologischen Karte von Europa im Maßstab 1 : 1 500 000, welches die SO-Ecke dieser umfassenden Karte zur Darstellung bringen soll und von mir im Entwurf koloriert worden ist. Es enthält die südliche Hälfte von Syrien, Westarabien, die Sinaihalbinsel und das nordöstliche Ägypten. Auf dem asiatischen Teil sieht man schon von weitem eine Farbe unbedingt vorherrschen, das Grün der Oberen Kreide. Weniger einförmige Verhältnisse mit mehreren Formationen

erscheinen im mittelsyrischen Gebirge, wo sich auch Jura, Eocän, Miocän, Pliocän und Basalt bemerkbar machen; in Palästina oder Südsyrien fällt eigentlich nur ein bunter Streifen mit Basalt, Eocän, Pliocän, Diluvium und Alluvium in der Gegend des Jordantals und Toten Meeres auf. Stärker prägt sich die Kompliziertheit des Gebirgsbaues in der südlichen Fortsetzung des Jordangrabens im SO des Toten Meeres und auf der Ostseite des Wadi ʿAraba aus, um schließlich am Golf von ʿAkaba, dem Lande Midian, dem südlichen Sinai und Golf von Suez ihren Höhepunkt zu erreichen. Die ganze Steppen- und Wüstenlandschaft östlich von der Meridionalspalte des Jordantales zeichnet sich noch durch die überall zerstreuten kleinen und großen Flecken jüngerer basaltischer Eruptivgesteine aus, die sich in Arabien zu den riesigen Harras oder Lavafeldern verbreitern.

Die zweite Karte ist eine neue geologische Karte von Palästina im Maßstab 1 : 700000 unter Zugrundelegung der Fischer-Gutheschen topographischen. Gegenüber früheren geologischen Karten von ganz Palästina, wie sie uns von seiten Lartets (1869) und Hulls (1884) gedruckt vorliegen, bedeutet diese einen Fortschritt durch den größeren Maßstab und die reichere Spezialisierung. Hier sind, wie die Legende zeigt, schon viel mehr geologische Formationen durch Farben unterschieden und genauer abgegrenzt. So ist die Kreideformation bereits in vier Abteilungen durchgreifend gegliedert, den Nubischen Sandstein, das Cenoman-Turon, das Senon und die cretaceischen Eruptivgesteine. Dazu kommen von neuen Formationen das Cambrium (Hulls Lower Carboniferous), das Miocän, Pliocän.

Andererseits zeigt sich Jura und besonders das Eocän in größerer Verbreitung als ehedem. Zwei bedeutende Lücken weist noch die Kolorierung dieser Karte auf, nämlich einerseits im nördlichen Galiläa, andererseits im südlichen Samaria zwischen Jerusalem, Nablus und Jaffa. Hier in diesen relativ selten von Reisenden besuchten Landstrichen gibt es sicher nur Obere Kreide, in N-Galiläa auch etwas Eocän. Es müssen aber noch die gegenseitigen Grenzen der Verbreitung der 3 sonst unterschiedenen Formationen, des Cenomanturons, Senons und Eocäns, verfolgt werden, was noch nicht geschehen ist. Diese Feststellung bleibt künftiger Spezialforschung vorbehalten. Eventuell kann das noch die Aufgabe meiner allerletzten künftigen Reise ins Heilige Land werden, die dann, da es sich um lauter wohlbewohnte Distrikte handelt, relativ einfacher und billiger sich gestalten wird als alle meine früheren Reisen in die entlegeneren und wüsten Gegenden. Das Ost-Jordanland ist vorläufig fertig kartiert, ebenso der Norden und Süden Palästinas.

Die dritte Karte ist eine rein tektonische. Auf ihr sind nur die Linien der bis jetzt sicher beobachteten Verwerfungen und Flexuren zur Darstellung gebracht. Wir erkennen da zwei in ihrer Richtung verschiedene Systeme, solche, die von Süd nach Nord verlaufen und in der Jordangrabensenke ihren prägnantesten Ausdruck finden, aber auch teilweise die Richtung des Gebirgsabfalls im Westen nahe der Küste bedingen, und solche, die von SSW nach NNO gerichtet sind und die plateauförmige Gebirgslandschaft im Osten und Westen durchziehen. Eine dritte Gruppe, die senkrecht zur letzteren von SSO nach NNW gerichtete Linien aufweist, fällt besonders in Samaria und Südgaliläa durch den Verlauf einiger Täler und die südwestliche Begrenzung der Jesreelebene auf. Mehrere Verwerfungslinien finden auch auf der zweiten Karte der geologischen Formationen in deren Grenzverlauf ihren Ausdruck. In einzelnen Fällen scheinen die von SW schräg gegen den großen breiten Graben verlaufenden tektonischen Linien auch noch in der gleichen Richtung auf der anderen Seite jenseits desselben ihre Fortsetzung zu finden. Indes auf die Einzelheiten der komplizierten Tektonik des Gebirges näher einzugehen, würde uns hier zu weit führen.

Stratigraphie Palästinas.

Ich möchte Ihnen vor allem kurz berichten, was in bezug auf die Stratigraphie Neues durch meine Studien herausgekommen ist.

Die Sedimentärformationen ebenso wie auch die Eruptivgesteine, die sich an der Zusammensetzung des Bodens Palästinas beteiligen, zerfallen in 3 große Gruppen; die präcretaceischen, die cretaceischen und die postcretaceischen. Von diesen dreien möchte ich heute besonders die bisher etwas vernachlässigten präcretaceischen und postcretaceischen näher beleuchten.

Die präcretaceischen Formationen Palästinas inkl. der im Norden und Süden sich anschließenden Gebiete Syriens und des Petraischen Arabiens sind das Präcambrium, das Cambrium und der Jura.

Das Praecambrium.

Die älteste oder präcambrische Formation erscheint nur im äußersten Süden Palästinas an der Ostseite des großen Meridionalgrabens, und zwar an der SO-Ecke des Toten Meeres zwischen

Sejl el-Kneje (im N.) und Wadi Saramudsch (im S.) östlich von der Oase Ghôr es-Sâfî, weiterhin im O des Wadi ʿArabah am Westabfall des Edomitergebirges an vielen Stellen vom Wadi er-Rwêtbe an bis ʿAkaba.

Wie auf der Sinaihalbinsel können wir da unterscheiden zwischen größeren Massen verschiedenartiger Granite, Quarzporphyre, Diorite (wie ich selbst 1908 sie am Wadi er-Rwêtbe, südlich von den alten Kupferschmelzhütten von Chirbet es-Samra und am Wadi er-Rwêr oder Fênân an den Ruinen des alten Minenorts Fênân beobachten konnte), Schollen von krystallinischen metamorphen Gneisen (wie sie Lartet im O der Wasserscheide zwischen Totem und Rotem Meer verzeichnet) und drittens dem eigentümlich bunt zusammengesetzten Komplex von Konglomeraten, Breccie, Arkose, Porphyr- und Porphyrit-Tuffen, mit eingeschalteten Eruptivgesteinslagern und durchzogen von Stöcken und Gängen aus verschiedenartigen, vorzugsweise porphyritischen und felsitischen Eruptivmassen. Im Rahmen der vorliegenden Palästinakarte finden wir nur diese dritte, wohl relativ jüngte Gruppe der präcambrischen Gebilde vertreten, und zwar am Südrand der Karte dicht südöstlich vom Toten Meer, wo sie am unteren Wadi Saramudsch vortrefflich aufgeschlossen erscheint. Schon von weitem fällt dieses alte Gebirge durch seine düstere, im allgemeinen schwarzbraune Färbung auf und ist vom dem es diskordant bedeckenden cambrischen und cretaceischen roten Sandstein wohl zu scheiden. Das hier vorherrschend grobe feste Konglomerat oder Pudding besteht aus wohlgerundeten Geröllen von allen Größen, die in petrographischer Beziehung sich als Gneis, Granit, Quarzporphyr, Diorit, Serpentin, Lydit (?), Quarz usw. ausweisen, und einem buntfarbigen Bindemittel aus lauter groben Mineralkörnern, unter denen Feldspat eine hervorragende Rolle zu spielen scheint. Diese vielleicht (!) auf fluviatile Entstehung hinweisenden Konglomerate wechseln ab mit Arkosesandstein und rotbraunen Tuffen, die aus vulkanischen Auswurfsmassen, Asche und Lapillis hervorgegangen sind. Von Eruptivgesteinen, die in Gang- oder Stockform diesen Komplex durchbrechen, fielen mir besonders 3 Arten auf: ein brauner Felsit mit porphyrischer Grundmasse ohne besondere Mineralausscheidungen, ein Plagioklasporphyrit und ein Hornblendeporphyrit mit Ausscheidungen von Plagioklas bzw. Hornblende. Alle diese verschiedenen Gesteinstypen des alten Gebirges, die ich an verschiedenen Punkten im Osten des Wadi ʿArabah gesammelt habe, sollen natürlich genauer von fachmännischer Seite untersucht werden. Da, wo die Schichtung in diesem alten Gebirge erkennbar ist, d. h. wo Konglomerat

und Arkose vorherrschen, ist im großen ganzen horizontale Lagerung herrschend; intensive Gebirgsfaltung fehlt anscheinend, die Störungen sind wesentlich vulkanischer Natur.

Das Cambrium.

An diesen alten Gesteinskomplex (P) sieht man nun auf dem linken Ufer des Wadi Saramudsch eine Formation roter Sandsteine (K) diskordant an- bzw. aufgelagert, so, wie es nebenstehende Figur 1 zeigt. Weiter unterhalb dieser Profilstelle bildet die Schlucht selbst die Grenze zwischen dem alten Gebirge im Norden auf der rechten Seite und dem Sandstein im S auf dem linken Ufer.

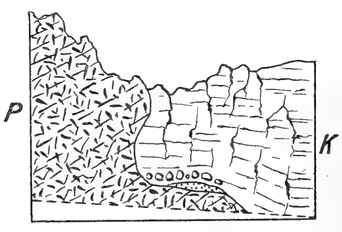


Fig. 1.
Profil des linken Ufers des Wadi Saramudsch östlich Ghôr es-Sâfî.
P = Praecambrium, K = Cambrium.

Die Basis des roten Sandsteins über der unebenen Auflagerungsfläche nimmt teils Kies, teils eine horizontale Lage von groben kaum gerollten Blöcken des alten Gebirges ein, wie man sie etwa am Fuße von Felsklippen am Meeresufer erwarten würde. Dann folgen rote Sandsteinschichten in einförmiger Folge und regelmäßiger Horizontalschichtung, ab und zu unterbrochen von dünnen Kiesstreifen, deren Gerölle jedesmal die gleiche Größe zeigen und wesentlich aus Quarz bestehen, während das alte Gebirge mit seinen Eruptivgesteinen nicht mehr vertreten ist. Im Aussehen erinnern diese Sandsteine sehr an den Buntsandstein Deutschlands, mit dem sie auch — wenigstens meiner Auffassung nach — die fluviomarine Entstehungsart gemein haben.

Steigt man auf dem linken Ufer des Wadi Saramudsch den steilen Fußweg von Ghôr es-Sâfî nach Chanzîre empor, so gelangt man bei ca. 240 m über der Talsohle und ebenso über dem ersten Erscheinen des Sandsteins in rote und graugrüne

Mergel von 14 m Mächtigkeit, die in ihrer Beschaffenheit unserem Röt entsprechen und gleich diesem an ihrer oberen Grenze einen Grundwasserhorizont aufweisen. Dann folgt Kalk bzw. Dolomit von 51 m Stärke. Der Kalk ist hart, teilweise kieseliger Natur, teilweise dolomitisch. Grobe Oolithkörner häufen sich stellenweise darin an und bei diesen vereinzelt auch Versteinerungen mit verkieselter Schale. Es sind Hyolithen und ein glattschaliger Brachiopod, der an Terebrateln und Discinen erinnert, aber sich vorläufig nicht ins System der Brachiopoden einreihen läßt. Proben davon fand ich zuerst im Jahre 1904 als Geröll auf dem Nordgehänge des Wadi Saramudsch.

Hull hatte schon 1884 diese Kalke beobachtet, aber südlicher auf dem linken Ufer des folgenden Wadi el-Hesi, als er den Bergvorsprung mit den ausgedehnten Ruinen erstieg, denen er den Namen Chirbet Labrusch beilegte. Dieser Name dürfte übrigens mißverstanden und aus dem allein dort bei den Anwohnern gebräuchlichen und auch auf Musils Karte richtig verzeichneten el-Burdsch durch eine kleine irrtümliche Lautverschiebung hervorgegangen sein. Ein Chirbet Labrusch gibt es nicht. Also dort macht sich unsere harte Kalkzone, die sich vom Wege es-Sâfî—Chanzîrah aus südwärts bis zum Sejl Chaneizir im SO der Oase Fîfe am Gehänge hinzieht, ebenfalls auffällig bemerkbar. Hull gelang es nach längerem Suchen, nur schlechte Petrefakten — er spricht von Crinoiden und Brachiopoden — aus dem harten Gestein herauszuschlagen, die eine nähere Bestimmung nicht zuließen. Trotzdem erklärte er diese Kalke ebenso wie die sie unterlagernden Sandsteine für Äquivalente des sicher carbonischen „Limestone of Wadi Nasb“ und seines „Desert Sandstone“ der Westseite der Sinaihalbinsel und des Wadi ʿArabah der ostägyptischen Wüste.

Auf meiner letzten Reise gehörte es nun zu einem wichtigen Programmpunkt, etwas brauchbarere Fossilien aus dieser Formation zu erlangen, die eine genaue Altersbestimmung ermöglichten. Das ist mir denn auch bei meinem Besuch der Ruinenstätte el-Burdsch gelungen. In einem großen Steinhaufen an der Außenmauer der Feste fand ich Blöcke harten Kieselkalks und kalkhaltigen Quarzits mit den schon genannten glatten Brachiopoden, Hyolithen und daneben auf einer Platte auch zahlreiche Bruchstücke von Trilobiten, namentlich große Wangenstacheln, ähnlich solchen von *Paradoxides,* und eiförmige Glabellen von Conocephaliden mit 3 Paar schiefen Seitenfurchen, woraus ich auf cambrisches Alter schließen mußte. Ich zeigte diese Proben nach meiner Rückkehr mehreren Spezialisten in bezug auf Trilobiten bzw. Cambrium, die meine Vermutung

vollauf bestätigten, und übergab sie schließlich Herrn W. E. Schmidt von der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt zur genauen Nachprüfung. Als vorläufiges Ergebnis derselben teilte er mir mit: „Über den kalkhaltigen Quarzit mit den vielen Bruchstücken von Trilobiten kann ich Ihnen folgendes sagen: Es ist sicher Cambrium, und zwar wahrscheinlich Mittelcambrium, wenn die von mir für *Paradoxides* gehaltenen Bruchstücke von Kopfschildern wirklich zu dieser Gattung gehören. Auch ein bei der weiteren Präparation zersprungenes Schwanzschild würde am besten zur Gattung *Paradoxides* zu stellen sein. Außerdem konnte ich mit Sicherheit noch die Reste einer anderen Trilobitenart erkennen, von der ein leidlich erhaltenes, aber ebenfalls unvollständiges Kopfschild vorliegt. Dieses Stück gehört wohl sicher zur Gattung *Ptychoparia,* die zwar auf keine Unterabteilung des Cambriums beschränkt ist, aber häufig mit *Paradoxides* vergesellschaftet vorkommt und jedenfalls nicht gegen ein mittelcambrisches Alter sprechen würde. Gewisse Beziehungen zeigt dieses Kopfschild auch zur amerikanischen Gattung *Protolenus*, die im tieferen Mittelcambrium vorkommt.“ Als Mächtigkeit der Kalkzone maß ich bei el-Burdsch mit meinen Barometern 65 m, Hull gibt 150—200 engl. Fuß an; das wären 50—66 m.

Einige Schwierigkeit bereitet die Frage der Abgrenzung des so ermittelten Cambriums nach oben. Wie im Liegenden folgt nämlich wieder roter Sandstein nach einer Übergangszone von bunten Mergeln, welche ich wenigstens an dem erwähnten Saumpfad nach Chanzîreh beobachtete, die aber möglicherweise nur lokal beschränkt ist. Der Sandstein ist teils heller, teils rot. Das Bindemittel ist natürlich vorherrschend tonig-kieselig, aber zuweilen auch partiell eisenschüssig oder kalkig, und dann sieht man dasselbe mit Vorliebe in 5—17 mm starken Kugeln zusammengedrängt, während die dazwischen liegende Bindemasse frei davon bleibt. So entstehen einerseits Tigersandsteine mit braunen eisenhaltigen Kugeln in gelblicher Grundmasse und einfarbige kalkige Knotensandsteine. Diese Knotensandsteine sind mir in gleicher Weise bekannt aus dem unteren cambrischen Sandsteine unter der Kalkzone, wie aus dem oberen Sandstein, besonders von solchen Plätzen, wo er zweifellos schon der Kreideformation angehört, z. B. unterhalb Ajun Mûsa in NO des T. M. In Ägypten kenne ich sie in der Kreideformation (Nubischem Sandstein), im Oligocän, Miocän, Pliocän, Diluvium und Alluvium. Dem oberen Sandstein am Wadi el-Hesi und Saramudsch folgt in konkordanter Auflagerung die Kreideformation. Da ein wesentlicher Teil des oberen Sand-

steins am Toten Meer sicher cretaceischen Alters ist und diese marine Formation einleitet analog den Verhältnissen im übrigen Palästina, in Mittelsyrien, Arabien, Sinai, Ägypten und Nubien, so erscheint es mir vorderhand noch am zweckmäßigsten, mit HULL die Formationsgrenze zwischen Palaeozoicum und Kreide an die obere Grenze der Trilobiten führenden Kalkzone, also an die Basis des oberen Sandsteins zu legen.

Kupfererze.

Dafür scheint auch ein Umstand zu sprechen: die Beschränkung des Auftretens von Kupfererzen auf den unteren Sandstein und den Kalk bzw. Dolomit, während sie wenigstens in Palästina im oberen Sandstein von mir noch nicht anstehend beobachtet wurden[1]).

Schon im Jahre 1904 hatte ich im Bett des Wadi el-Hesi und Saramudsch zahlreiche Gerölle von Dolomit und vereinzelt auch Sandstein mit Adern und Anflügen von Malachit und einzelnen Krystallen von Bleiglanz aufgesammelt, aber nicht Zeit gehabt, das Anstehende des Vorkommens zu suchen. Jetzt ging ich nun diesen Spuren nach und entdeckte in einem südlichen Seitentälchen des Wadi den Herkunftsort der Gerölle. Hier am Fußpfad nach Chanzira sieht man den mittleren Teil der Dolomit-Kalkzone kreuz und quer durchzogen von feinen Klüften, die den Malachit aber leider nur in ganz dünnen Anflügen enthielten, sodaß ich, wenn auch alle abgelösten Trümer mehr oder weniger grüne Färbung zeigten, doch an einem für Abbau genügenden Durchschnittsgehalt an Kupfer zweifeln mußte. Tatsächlich hat man hier innerhalb der Dolomit-Kalkzone auch in alten Zeiten, als das Kupfer noch höher im Wert stand als heute, keinen Abbau versucht.

Die alten Kupferminen bei Chirbet es-Samra, Râttije und Fênân, die teilweise schon MUSIL und die gelehrten Jerusalemer Dominikaner unter Père VINCENT wieder entdeckt haben, und die ich 1908 ebenfalls besuchte, liegen meistens innerhalb des unteren, sicher cambrischen Sandsteins, teilweise aber auch in der Region der kieseligen dolomitischen Kalke. Das Kupfererz, vorherrschend Malachit, seltener Kupferlasur, mehr vereinzelt

[1]) Es muß hier erwähnt werden, daß Malachit, wenn auch nicht im cretaceischen Sandstein, so doch wieder innerhalb der höheren Kalke des Senons in Adern vorkommt, z. B. an der Hedschaz-Bahn zwischen den Stationen Daba und Chân ez-Zebîb und bei Mschatta. Im Libanon tritt Malachit neben Eisenerzen grade im cretaceischen Sandstein (östlich Saida) auf.

Rotkupfererz, beschränkt sich auch hier wesentlich auf die horizontal oder schräg in den Berg verlaufenden Klüfte. Die Adern sind aber hier in größerer Stärke von Erz durchdrungen als beim Dolomit von Chanžire, und bieten nach dem im chemischen Laboratorium des Mineralogischen Instituts der Universität Berlin von Herrn Dr. Späth vorgenommenen Analysen einen Kupfergehalt von 1,4 bis zu 40,4%[1]. Der Abbau hielt sich gewöhnlich nahe der Erdoberfläche als Tagebau oder Grottenbau mit stehenbleibenden Stützpfeilern. Der Kupfergehalt konzentriert sich oft auch in Form richtiger erbsengroßer Knoten ganz wie beim Knotenerz von Commern-Mechernich am Nordrand der Eifel und St. Barbara bei Saarlouis. In den meisten Fällen beschränkt sich der Kupfergehalt auf das Bindemittel. Da aber, wo der Sandstein grobkörnig wird, scheinen die großen Quarzkörner tatsächlich auch innerlich von grünem und blauem Kupferfarbstoff durchzogen zu sein, so daß sie wie durchsichtige bunte Edelsteine aussehen, und man in doppeltem Sinne von Kupfersandstein sprechen kann. Als Begleiter des Malachits sah ich hier im Sandstein nur Brauneisenstein und Rotkupfererz, während Bleiglanz fehlt. Der Bergbau gehört nach den Ruinen der großen Sträflingskolonie Fênân, wo ebenso wie in Chirbet es-Samra die Verhüttung der in der Umgegend gesammelten Erze in großen Schmelzöfen vorgenommen wurde, der byzantinischen Zeit an. Ob unter den heutigen ungünstigen Preis- und Lohnverhältnissen — die damaligen Arbeiter waren Sträflinge — an eine erfolgreiche Wiederaufnahme dieses Gruben- und Hüttenbetriebes inmitten der Halbwüste fern vom Verkehr gedacht werden kann, ist eine andere rein praktische Frage, die ausführlicher, speziell technologischer Erörterungen bedarf, und auf die ich daher nicht hier, sondern besser an einer anderen Stelle demnächst eingehen will.

Wie weit das Cambrium nach Süden reicht, habe ich nicht feststellen können. Das letzte Auftreten der charakteristischen Kieselkalk-Dolomit-Quarzit-Region beobachtete ich am Wadi Rwêtbe. Bei Petra und am Dschebel Harûn ist freilich der Sandstein ungewöhnlich mächtig entwickelt. Er zerfällt hier in eine obere graue und eine untere rote Hälfte, deren letzte die berühmten Felsenruinen von Petra enthält. Aber kein Reisender (darunter auch ich 1905) erwähnt von hier den scheidenden fossilführenden Kalk. Das gleiche gilt nach Hume auch

[1] Diesen letzten ungewöhnlich hohen Kupfergehalt nur bei Vorhandensein von Cuprit oder Rotkupfererz.

für die östliche Hälfte des Sinai, während im Westen desselben am Wadi Nasb usw. wieder Kalkstein erscheint, dort aber mit charakteristischen carbonischen Leitformen. Unter diesen Umständen müssen wir vorderhand die Verbreitung des sicheren Cambriums auf die Gegend zwischen Fênân und dem Toten Meer beschränken.

Der Jura.

Bevor wir uns der im Süden Palästinas darüber folgenden Kreideformation zuwenden, haben wir noch einige Worte über die im N Palästinas, genauer gesagt in Mittelsyrien am Hermon und Libanon, erscheinende Juraformation zu sagen. Das wichtigste Vorkommen des Jura liegt bekanntlich am Südfuß des Hermon bei Medschdel esch-Schems. Es ist durch O. Fraas, später durch Nötling genau beschrieben. Über die sonstige Verbreitung des Jura in Syrien aber sind durch Nötling und Diener, die sich am meisten mit der Geologie Mittelsyriens befaßt haben, einige irrige Vorstellungen erweckt worden, welche z. T. bereits mit den ältesten Mitteilungen über den Jura am Hermon, die wir Herrn Lewis und O. Fraas[1]) verdanken, im Widerspruch stehen: „Auf der höchsten Spitze des Hermon, Kasr Antâr genannt, sammelte Herr Lewis Handstücke mit *Rhynchonella lacunosa* und versicherte mir, der ich selbst nicht oben war, dieselben dem anstehenden Gebirge entnommen zu haben. Auf der kahlen Höhe trifft man einige wohl behauene Quadersteine aus marmorgleichem Dolomit, die oben ausgebrochen wurden der noch vorhandenen Vertiefung nach.“ Demgemäß giebt Fraas auch eine Profilzeichnung, in welcher außer dem Südfuß bei Medschdel esch-Schems auch noch die Spitze als jurassisch erscheint. Trotz dieser so bestimmt ausgesprochenen Behauptung von Lewis und Fraas lesen wir dann bei Diener, der am 12. April 1885 den Gipfel „trotz reichlicher Schneebedeckung“ von Raschâja aus erstieg („Libanon“ S. 275“): „Das Gestein der Spitze selbst ist eine grobe verfestigte Breccie, die keine anderen Fossilien als vereinzelte Austerndurchschnitte und auch solche nur in mangelhaft konserviertem Zustande enthält.“ „Die wohlgeschichteten Bänke der Libanonkalksteine sind es, die sich als domförmige Antiklinale zur Kuppel des Berges emporwölben. Das Angebliche Vorkommen von *Rh. lacunosa* im anstehenden Gestein der Spitze des Kasr Antâr, dessen Lewis erwähnt, ist hiernach als irrtümlich zu

[1]) Geologisches aus dem Libanon. Württ. naturw. Jahreshefte 1878, S. 269.

berichtigen.“ Nötling, der im übrigen wiederholt Diener bekämpft, steht in dieser Frage auf gleichem Standpunkt wie Diener, obwohl auch er, und zwar am 24. Juli desselben Jahres, also vermutlich unter günstigeren Schneeverhältnissen, die Spitze des Hermon, Kasr Antâr, erstieg. Sein „Schematisches Querprofil durch den Hermon“ auf S. 3 seiner Monographie: „Der Jura am Hermon“ gibt Turon für den Gipfel an, ebenso seine geologische Karte und die kolorierten Profile auf Tafel 1. Unter diesen Umständen erschien mir wie meinem Freunde und Reisegenossen Aaronsohn, der wiederholt diese Gegend durchstreifte, eine nochmalige Nachprüfung der Spitze wünschenswert. Es ergab sich, daß trotz Diener und Nötling die ältere Angabe von Lewis und Fraas vollkommen zu Recht besteht. Auch Aaronsohn hat die *Rhynchonella lacunosa* im Sinne von Fraas, welche Nötling später als *R. morawica* von *lacunosa* schied, nebst *Terebratula bisuffarcinata* anstehend neben der Spitze geschlagen. An dem jurassischen Charakter der Spitze des Hermon ist also nicht mehr zu zweifeln. Es fragt sich nur, von welcher Ausdehnung die betreffende Scholle ist. Von den Schollen von Medschdel esch-Schems dürfte sie wohl durch die von Nötling S. 3 erwähnte und im Querprofil gezeichnete „steil nach SO einfallende Scholle „turonen Radiolitenkalks“ getrennt sein.

Diener hatte neben dem eigentlichen zweifellosen Jura noch einen „Arâja-Kalkstein“ ausgeschieden, dem er untercretaceisches Alter zuschrieb. Nötling und ich selbst, später auch Felix und Krumbeck haben dann überzeugend nachgewiesen, daß dieser Arâja-Kalkstein, mein „Glandarienkalk“, ebenfalls jurassisch ist und mit dem Kalk mit *R. morawica* eng verbunden ist. Auf Dieners geologischer Karte von Mittelsyrien würden also die blauen Partien des Oberen Jura und die gelben des Arâja-Kalksteins zusammen die Verbreitung der Juraformation andeuten. Aber auch darin zeigen sich weitere Fehler, ganz abgesehen von der Spitze des Hermon:

Ich habe schon früher[1]), hauptsächlich nach Untersuchung von Dieners eigenen Aufsammlungen, nachweisen können, daß im W des Hermon bei Hasbeja kein Arâja-Kalkstein existiert, sondern typisches Cenoman, die Buchicerasstufe mit ihren charakteristischen Leitformen.

Schlimmer noch ist Dieners Versehen am Râs el-Kelb an der Mündung des Hundsflusses. Dort soll nach Diener, S. 30, „das tiefste Glied der Arâja-Kalksteine zutage treten, und zwar in der Ausbildung weißer dünngeschichteter Dolomite mit schiefrigen und kieseligen Zwischenlagen. Darüber folgen

massige, undeutlich gebankte Dolomite, in welche die merkwürdigen ägyptischen und assyrischen Skulpturen unweit der von Sultan SELIM I. erbauten Brücke eingemeißelt sind." Es blieb Herrn Professor ZUMOFFEN aus Beirût vorbehalten, zuerst das richtige miocäne Alter der massigen Kalke am Râs el-Kelb zu erkennen und mir 1906 an Ort und Stelle den Beweis dafür zu liefern. Von der Station Dbaje der Kleinbahn bis zur Bai von Dschûni, also südlich wie nördlich vom Nahr el-Kelb herrscht typischer Lithothamnien und Korallen führender Grobkalk, wie er vom Leithagebirge in Österreich bekannt ist, welcher ostwärts dem steilgestellten, plötzlich abbrechenden cretaceischen Libanonkalkstein von Antelias in horizontaler oder schwach geneigter Schichtung anliegt. Von Fossilien sammelten wir am Râs 3 Arten asträoidischer Korallen, davon eine genau entsprechend einer Art vom miocänen Dimitriberge in Beirût, ferner *Clypeaster* und die großen charakteristischen *Pecten*-Arten des Miocäns. Die betreffende Fauna werde ich später selbst an anderer Stelle beschreiben. Erst weiter oberhalb erscheint am Nahr el-Kelb, wie schon BOTTA zeigte, unter dem Trigoniensandstein auch der jurassische Glandarienkalk. Die Juraformation tritt demnach an keiner Stelle Syriens bis ans Meer vor. Die geologische Karte DIENERS, die auch im übrigen, wo man ihr nachgeht, sich als wenig zuverlässig erweist, wie alle geologisch gebildeten Reisenden seit DIENER einstimmig bestätigen, ist danach zu berichtigen.

Im eigentlichen Palästina, d. h. südlich vom Nahr el-Kasimije und Hermon, ist Jura bis jetzt überhaupt noch unbekannt. In der geologischen Sammlung des durch seine Forschungen im Haurân und der Syrischen Wüste bekannten verstorbenen Konsuls WETZSTEIN aus Damaskus, die sich jetzt im Besitz seines Sohnes im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Technischen Hochschule zu Charlottenburg befindet, und die mir von Herrn Ingenieur WETZSTEIN jun. freundlichst gezeigt wurde, sah ich eine *Rhynchonella morawica* mit der Fundortsangabe: Nahr Zerkâ. Da am unteren Nahr Zerkâ oder Jabbok, einem linken Nebenfluß des Jordan, Nubischer Sandstein, die unterste Abteilung der Oberen Kreide Palästinas, auftritt, so hielt ich das Zutagetreten von Jura als dessen Untergrund, vielleicht infolge einer Antiklinale oder Gebirgsstörung, nicht für ausgeschlossen und beschloß, auf meiner Reise der Sache nachzugehen. Ich kreuzte das tief im ostjordanischen Plateau

---

[1]) Beiträge zur Geologie Syriens: Die Entwickelung des Kreidesystems in Mittel- und Nordsyrien, Cassel 1890, S. 3.

eingeschnittene Tal zunächst zwischen der Bukei'a und Dscherasch und traf dort im Gegensatz zu LARTETS Karte noch den Sandstein in beträchtlicher Mächtigkeit und Verbreitung, Jura aber nicht mehr. Später bin ich vom Tell dêr 'Alla an der Mündung des Nahr Zerkâ ins Jordantal ein ziemliches Stück das Tal hinaufgerittten. Aber auch hier erschien der Sandstein in ungestörter horizontaler Lagerung als ältestes Gebirge. Ich suchte wiederholt sorgfältig die Gerölle des Flußbettes ab, aber nirgends entdeckte ich eine Spur eines Gesteines, das ich nicht der Kreideformation mit einiger Sicherheit hätte zusprechen können. Ich vermute also, daß es sich bei der *Rhynchonella* der WETZSTEINschen Sammlung doch um eine Etikettenverwechselung handelt, wie es mir übrigens gleich als wahrscheinlich vorgekommen war. Ich muß demnach zweifeln, daß sich Spuren der Juraformation innerhalb Palästinas engerer Grenzen noch jemals vorfinden werden.

Die Obere Kreide.

Wir kommen nunmehr zur zweiten Gruppe von Formationsstufen Palästinas, den cretaceischen. Über diese ließe sich, da sie die größte Verbreitung im Lande haben, natürlich am meisten aussagen; doch will ich mich hier ganz kurz fassen, zumal gerade die Kreide schon am besten aus Palästina bekannt ist. Eine Übersicht über das Wichtigste gab ich auch schon in einem Aufsatz: Abriß der Geologie Palästinas[1]).

Wie man weiß, sind nur die 3 Etagen der Oberen Kreide: Cenoman, Turon und Senon vertreten. Von diesen dreien ist das Turon relativ am wenigsten deutlich durch typische Leitformen charakterisiert und am schwersten namentlich gegen das Cenoman abzugrenzen. Da, wo Fossilien fehlen oder selten sind, wird diese Trennung geradezu unmöglich, weil petrographisch zwischen dem höheren Cenoman und dem Turon kein durchgreifender Unterschied existiert. Nur auf einer Spezialkarte in kleinem Maßstab, wie z. B. derjenigen der Umgegend von Jerusalem[2]), läßt sich daher das Turon (bei Jerusalem als Nerineenmarmor oder Mizi helu) ausscheiden. Auf der geologischen Übersichtskarte von Palästina muß man sich mit einer Scheidung eines zusammengefaßten Cenomanturons vom Senon begnügen.

---

[1]) Altneuland, Monatsschrift für die wirtschaftliche Erschließung Palästinas, I. Jahrgang, Berlin, Oktober 1904, S. 293 300.

[2]) Vgl. meine Abhandlung: Geologie der näheren Umgegend von Jerusalem. Zeitschr. d. Deutsch. Paläst.-Ver. XXVIII, 1905, Taf. II.

Es wäre ein Irrtum, zu glauben, daß nun das Meer der Oberen Kreide während der drei genannten Perioden das ganze Syrisch-Arabische Land vom Mittelmeer bis zum Indischen Ozean bedeckt und überall seine Ablagerungen hinterlassen habe. Vielmehr scheinen nach meinen Beobachtungen ähnliche Verhältnisse auf der Nordostseite des Roten Meeres obzuwalten wie gegenüber auf dessen Südwestseite im Ägypterlande. Im Nordosten Ägyptens gegenüber dem Suezgolf am Wadi el-'Arabah in der Arabischen Wüste und am Kloster St. Paul ist das Cenoman noch wohl entwickelt, teils in Form des Nubischen Sandsteins, teils in Form von Mergeln und Kalken mit Seeigeln, Austern und Ammoniten. Darüber folgt noch Turon und Senon. Weiter südlich aber verschwindet typisches Cenoman. Der Nubische Sandstein vertritt bereits das Turon und Untersenon, so daß im W von Kosseir, am Plateau el-Qurn östlich Qus, bei Esneh, el-Qab und Edfu am Nil der Sandstein direkt von fossilreichen, phosphathaltigen Schichten des mittleren Senons oder Campanien überlagert wird; noch weiter südlich bei Gezireh, Assuan, Kurkur und der großen Oase Charga scheint der Sandstein sogar das mittlere Senon oder Campanien direkt zu vertreten, da er hier (bei Assuan) Inoceramen der Gruppe des *I. balticus* enthält, und da er in der Libyschen Wüste dem Danien als Basis dient.

Vergleichen wir hiermit das westliche Arabien im Südosten von Palästina. Noch bei el-Dschî oder Wadi Mûsâ im O von Petra und westlich Ma'ân ist kalkiges Cenoman im Hangenden des oben weißen, unten roten Nubischen Sandsteins vertreten. Folgt man aber von Ma'ân der Hedschazbahn nach SO, so sieht man schon zwischen ,Akaba Hedschazi und Batn ul-Gul über dem roten und weißen Sandstein regelmäßig erst bunten Mergelsandstein, Ton und Mergel, dann sofort weiße harte kavernöse Quarzite mit *Ostrea Lyonsi,* einem Leitfossil des unteren Campanien in Ägypten, und Feuersteine mit der üblichen senonen Fauna. Die kalkige Cenoman- und Turonstufe ist ganz verschwunden. Dieser Punkt Arabiens liegt etwa ebenso weit von der heutigen Mittelmeerküste wie der Teil der östlichen Wüste Ägyptens, bei welchem dort das Cenoman verschwindet. Man könnte sich also vorstellen, daß das transgredierende Kreidemeer, welches überall zuvörderst den Nubischen Sandstein absetzte (auf dem dann nach definitiver Eroberung des Landes und Vertiefung des Meeresgrundes die Kalke niedergeschlagen wurden), langsam seit der Cenomanperiode in der Richtung des heutigen Roten Meeres nach SO gegen den Indischen Ozean vorrückte, also der mittlere Teil von Südwestarabien

zur Cenoman- und Turonzeit noch unbedecktes Festland war. Gleichzeitig muß übrigens auch der Indische Ozean von SO vorgedrungen sein, denn an der Südküste von Arabien kennen wir wieder tonige und kalkige Schichten des Cenomans mit typischen Leitformen über Nubischem Sandstein[1]; andererseits weist die von mir und anderen oft betonte enge Verwandtschaft der Palästinensischen, Ägyptischen und Algerischen Ammoniten des Cenomans mit Indischen Cenomantypen auf eine direkte Wasserverbindung des Mittelmeergebietes mit den Indisch-Beludschistanischen Gewässern hin. Diese Verbindung kann aber aus den angeführten Gründen nicht im SW Arabiens anstelle des heutigen Roten Meeres stattgefunden haben, sondern ist höchstens im N Arabiens zu denken.

Einige Worte muß ich noch über die vulkanischen Eruptionen während der Oberen Kreideperiode sagen, über die man noch wenig unterrichtet ist. Es sind basaltische Massen, die wohl größtenteils submarin an verschiedenen Plätzen emporgefördert und alsbald von den Meereswogen zu Sedimenten verarbeitet wurden bis zur völligen Unkenntlichkeit ihres vulkanischen Ursprungs. Manche Tone und Mergel dürfen geradezu als die letzten Produkte des Meeres aus den ausgeworfenen Aschen und Tuffen bezeichnet werden, welche wie überall anderwärts den Erguß der Basaltlava begleiteten. Möhl, der die cretaceischen Eruptivgesteine des Libanon mikroskopisch untersuchte, nannte sie zum Unterschied von den eigentlichen Basalten der Tertiär- und Quartärperiode Basaltite, vom Rath bezeichnete sie als Melaphyr, Lartet als Mimosit, wieder andere Forscher als Augitporphyr. Eine große Rolle spielen diese Basalte der Kreide besonders auch im Karmelgebirge, wo ich sie 1904 zuerst entdeckte. In Begleitung wohlgeschichteter Tuffe von verschiedenartigstem Aussehen und Farbe, mit eingeschlossenen großen, auffallend schweren Augitbomben, reich an Titaneisen und Granat, von Mergeln und harten Steinmergelbänken, erscheinen sie in großer Verbreitung in der Gegend von Igzim, Zemmarin und Umm el-Fachm als ältestes Glied der Kreideformation. Hier, wo der untercenomane Sandstein, auch höhere fossilführende Cenomanmergel und Kalke fehlen, vertreten sie allein das Cenoman und werden direkt von turonen Actaeonellen- und Rudistenkalken bedeckt.

Die Stufe des Cenomanturons ist in Syrien auch der Lieferant von Eisenerzen, die sowohl innerhalb des Nubischen Sandsteins als der Kalke erscheinen. Der Sandstein enthält im

---

[1]) Suess: Antlitz der Erde I, S. 472.

Libanon Schwefelkies, Sphärosiderit, Toneisenstein, Roteisenstein, Rötel und Eisenocker. Die alten Phönizier gewannen hier ihr Eisen. In Palästina, wo der Sandstein größtenteils fehlt, kann man gelegentlich auch innerhalb der Kalke Spuren von Eisenerzen wahrnehmen, meist allerdings nicht in abbauwürdiger Quantität. Letzteres ist wohl nur im ʿAdschlûngebiet der Fall. Im N des Jabbok oder Nahr ez-Zerkâ im waldreichen südlichen Adschlûn liegt das einzige mir bekannt gewordene Eisenbergwerk der Israeliten, die Mugharet el-Warda, 3 km südöstl. Râdschib, ein großer Grotten- oder Höhlenbau, welcher im dortigen Cenomankalk wesentlich Rot- und Brauneisenstein ergab.

Im Lande der Philister an der Küste gab es dagegen keine natürlichen Erzlager. Wenn die Philister, wie Belck glaubt, die Erfinder des Stahls oder der vervollkommneten Eisentechnik im Altertum waren, so hatten sie das Rohmaterial zu ihrer Arbeit an anderen Plätzen gewonnen, sei es am Sinai oder namentlich in Kreta. Ich selbst habe Herrn Belck nach seinem in der Berliner anthropologischen Gesellschaft am 26. I. 1907 gehaltenen Vortrag über „die Erfinder der Eisentechnik" erst mündlich darauf aufmerksam gemacht, daß der Ort, wo die Philister ihre technischen Kenntnisse erwarben, sicher nicht im Philisterlande selbst, sondern in ihren früheren Wohnsitzen, dem Nildelta, oder besonders in Kreta zu suchen sei, deshalb müsse besonders die alte kretische Kultur seitens der Anthropologen daraufhin geprüft werden[1]).

Das Senon zeichnet sich in Palästina wie in Ägypten durch das Vorkommen der Phosphate aus, welche ich selbst zuerst in Palästina entdeckte und später an vielen Plätzen nachwies. Ausführliche Berichte darüber (nebst einer Karte der Verbreitung der Phosphate im Ost- und Westjordanland) wie über die sonstigen nutzbaren Lagerstätten Palästinas werde ich meinem Werke über die Geologie und Paläontologie Palästinas einverleiben.

Das Senon ist auch der Sitz der bituminösen Kalke oder Asphaltkalke und als solcher auch der Entstehungsherd des reinen Asphalts, der auf Spalten hervortritt und gewöhnlich bei Erdbeben an die Oberfläche des Toten Meeres kommt oder vereinzelt (so im Wadi Sebbeh) aus Felsenwänden hervorquillt. Auf diese unterirdischen Bitumenkalklager der unter dem Spiegel des Toten Meeres versunkenen Senonscholle darf

---

[1]) Vgl. meine Bemerkungen in Verh. d. Berl. Ges. f. Geschichte d. Naturw. und Medizin, Nr. 22, VI. Bd., Nr. 3, 1907, S. 374.

wohl auch das vereinzelte Erscheinen von Petroleum am Ufer des Toten Meeres nördlich des Wadi Zerkâ Mâ'în, südlich vom Wadi Modschib usw. zurückgeführt werden.

Das Ende der Kreidezeit und der Beginn des Tertiärs scheint durch eine wenn auch schwache Erhebung Syriens charakterisiert zu sein, während gleichzeitig in Ägypten langgestreckte Faltengebirge sich erhoben (von der Oase Farafra durch die Oase Beharije und das Gebirge von Abu Roasch bis zum Gebel Schebrewet am Bittersee und auch südlicher).[1]

Eine Vertretung der jüngsten Kreide-Etage, des Danien, ist aus Syrien noch nicht mit Sicherheit bekannt.

Eocän.

Die nächstfolgenden Schichten des Unter-Tertiärs oder Eocäns liegen meist wohl konkordant, in einzelnen Fällen aber schwach diskordant auf der mittleren Senonkreide auf. Der Gesteinswechsel ist meist ein allmählicher, zum Teil aber ein plötzlicher. Das Eocän setzt sich nur aus einförmigen weißen Kalken zusammen, die allerdings dem Mizi helu des Turons nahestehen, aber von den Senongesteinen abweichen. Sie zeichnen sich gewöhnlich durch eine Fülle makroskopischer Foraminiferen, besonders Nummuliten und Alveolinen, aber Fehlen aller sonstigen Fossilien (im Gegensatz zu Ägypten) aus.

In Palästina konnte ich während der Reisen bisher nur bei Nâblus am Berge Garizim 2 Stufen im Eocän deutlich unterscheiden, nämlich einen untereocänen Alveolinenkalk und einen mitteleocänen Nummulitenkalk. Doch könnte die nähere Bearbeitung des an den verschiedenen Plätzen Palästinas aufgesammelten Materials wohl noch zu weiterer Spezialisierung führen.

Von Interesse dürften einige Mitteilungen über die Verbreitung des Eocäns in Palästina sein. Die von mir und meinem Schüler und Reisegenossen Aaronsohn, der nach meinen Instruktionen mit Erfolg auch allein auf seinen späteren häufigen Durchstreifungen des Landes das Eocän von der Kreideformation zu trennen und zu verfolgen versucht hat, gewonnene Auffassung über die Verbreitung des Eocäns habe ich auf der vorgelegten geologischen Karte von Palästina zur Darstellung gebracht. Wir bekommen so schon einen ganz anderen Überblick, als ihn uns die alte Karte Lartets gewährt:

[1]) Vgl. meine „Geologie von Ägypten III" in Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. III, 1901, S. 59-61 und IV, S. 327.

Um im N zu beginnen, so bedarf die Dienersche Karte auch in bezug auf das Eocän im südlichen Libanon wesentlicher Verbesserungen. Am Dschebel ed-Dahr zwischen Wadi Hasbani und Nahr el-Litani ist das Eocän stärker, zwischen Saida und dem Nahr el-Kasimije viel schwächer (d. h. nur in kleinen Flecken) verbreitet, als man nach Diener glauben könnte. Das nördlichste Galiläa im S des Nahr el-Kasimije würde nach Diener wesentlich Eocän zum Untergrund haben, während tatsächlich die Kreide vorherrscht. Große Verbreitung gewinnt das Eocän in der östlichen Hälfte des Westjordanlandes östlich von der großen Hauptwasserscheide zum T. M. und auf letzterer selbst. Zwei große breite zusammenhängende Züge, die in der Richtung von SSW nach NNO zum Jordan verlaufen, fallen besonders ins Auge. Der nördliche davon ist in der Umgebung des Sees von Tiberias von mächtigen Basaltergüssen vielfach verhüllt. Unter letzteren tritt das Eocän an folgenden Punkten zutage: Chân Dschubb Jûsuf im SSO von Sâfed, Ain Tabgha und Chân Minje auf dem Nordwestufer des Tiberiassees, Kal'at Ibn Ma'an, Chạn Irbid, Dorf Hattîn, Ain el-Fûlîje am See Tiberias, Herodesberg bei Tiberias, Kolonie Schedschera, Kaukab el-Hawâ, Nain am Nordfuß und Sôlem am Südfuß des vulkanischen Nebî Duhî, Kûmije. Von el-Fûle an folgt das Eocän nun der großen Wasserscheide, indem es den Gilboa oder Dschebel Fukû'a und dann in dem folgenden Gebirgsbogen wenigstens die Gipfel der höheren Tafelberge zusammensetzt bis zu den beiden Bergzwillingen von Nāblus, dem Ebal und Garizim (mit dem heiligen Tempel der Samariter). Mit dem Südzipfel des Garizim über der Machnaebene endigt diese Zone. Zu erwähnen ist noch, daß an einer lokal beschränkten Stelle diese Eocänzone auch jenseits der Jordandepression übergreift, nämlich an der heißen Quelle el-Hammi auf dem Ostufer des Tiberiassees südlich Kursi.

Die zweite große Zone beginnt auf dem rechten Jordanufer mit dem Wadi Umm ed-Deradsch-es-Zakum nördlich der gegenüberliegenden Einmündung des Wadi Adschlûn und wurde von uns zunächst verfolgt über das untere Wadi Fâr'a bis zu der weithin sichtbaren Landmarke des Karn-Sartâbe, der noch aus Eocän besteht; doch reicht sie möglicherweise in kleinen Fetzen noch weiter.

Außer diesen zusammenhängenden Streifen sind mir größere Partien Eocän im übrigen Samaria und Judäa nicht bekannt geworden, auch gegen das von Lartet vermutete Vorkommen

von Eocän auf dem Karmel[1]) ebenso wie gegen solche bei Jerusalem möchte ich z. Zt. Bedenken erheben.

Nur ganz im SW südöstlich Gaza habe ich noch ein wichtiges Vorkommen zu verzeichnen. Im Wadi-el-Baha, das man auf dem Wege von Tell Abu Hareireh nach Gaza kurz vor dem Chirbet es-Sihân kreuzt, schlug ich im Jahre 1894 ein Stück kieseligen groben Sandsteins, der zahlreiche kleine Exemplare des *Nummulites variolaria* enthält, die nicht etwa gerollt sind. Nach meinem damaligen Notizen bildet dieser schwach rötliche Sandstein dort den Untergrund. Von dem altdiluvialen Küstenkalksandstein der palästinensischen Küste ist dieser kieselige Sandstein schon durch sein Bindemittel durchaus verschieden und nicht damit zu verwechseln. Jedenfalls ist dies Vorkommen von nummulitenführendem Sandstein für das Eocän Syriens wie Ägyptens ein Unikum. Bei Chirbet es-Sihân sammelte ich auch ein Geröll von Kalk mit rötlichen mittelgroßen Nummuliten, das vielleicht einer höheren jetzt nicht mehr anstehenden Lage des Eocäns entstammt.

Gehen wir von Palästina weiter nach S, so wissen wir durch Lartet von einem vereinzelten Vorkommen feuersteinführenden Nummulitenkalkes im Wadi Gharandel östlich von der Schwelle zwischen dem Wadi ʿAkaba und ʿArabah.

Dazu kommt meine neue Entdeckung bei Ma'ân, der wichtigen Station am großen Knie der Hedschazbahn. Westlich vom Bahnhof bemerkt man dort einen etwa $3^1/_2$ m mächtigen Wechsel von Feuersteinbänken und Koprolithenkalken. Über der obersten fünften Feuersteinbank folgt noch ein weißer, z. T. in Dolomit übergehender Kalk von 1—3 m, der außer Koprolithen, Fischzähnen und Knochen auch zahllose Nummuliten und Orbitoiden, einzelne Seeigel und Krabben enthält. Dieser Kalk wird dort in vielen kleinen Brüchen gebrochen und als guter Baustein zum Häuserbau gewonnen. Die Zugehörigkeit desselben zum Eocänsystem ist natürlich zweifellos, fraglich aber bleibt die Stellung der tieferen Lagen, ob auch noch zum Eocän oder zur Oberen Kreide gehörig. Wenn ersteres der Fall, was bei der engen Verbindung mit dem eocänen Koprolithenkalk nicht unmöglich scheint, dann dürften Teile der Feuersteine und Koprolithenkalke auch an anderen Plätzen des Ostjordanlandes der gleichen Formation angehören. So erhebt sich hier als Schreckgespenst

---

[1]) Im NO des Karmelgebirges wurde allerdings Nummulitenkalk in Form von losen Geröllen und vereinzelten Blöcken von Aaronsohn in dem Hügelland nördlich von der Nazarethstraße im Dorfe Kuskus und auf dem rechten Ufer des unteren Wadi el-Melek, eines Nebenflusses des N. el-Mukutta, beobachtet.

die Schwierigkeit der Trennung zwischen Kreide und Eocän, die auch im Westjordanland die älteren Geologen LARTET und O. FRAAS ernsthaft beschäftigt hat. Dann könnte man womöglich auch die mit den Feuersteinschichten so eng verknüpften Phosphate Palästinas dem Eocän anstatt wie bisher der Kreide zustellen. Vorläufig halte ich noch dafür, bloß die obersten, wirklich durch Nummuliten charakterisierten Kalkbänke von Ma'ân als Eocän aufzufassen. Jedenfalls beweist dieser Fund von Ma'ân, daß Eocän auch im Ostjordanland vorkommt, was man bisher nicht gewußt hat.

Das Eocän der westlichen Hälfte der Sinaihalbinsel, angeblich mit allen 3 Abteilungen (Unter- Mittel-, und Obereocän) ist neuerdings von F. BARRON ausführlich kartiert und beschrieben.

Seit dem Eocän ist Palästina Festland.

Oligocän.

Das Oligocän ist in Palästina wie auch in Mittelsyrien (im Gegensatz zu Ägypten, Cypern und Kleinasien) nicht vertreten.

Miocän.

Das Miocän fehlt in Palästina ebenfalls. In Mittelsyrien hat es eine nur wenig größere Verbreitung. als ihm auf DIENERS geol. Karte zuteil wurde. Denn wie schon oben bei der Besprechung der Juraformation hervorgehoben wurde, ist das Râs-el-Kelb wie auch das Ufer im N des Nahr el-Kelb typisches Miocän mit Lithothamnien, Korallen, Clypeastern und großen Pectenarten. Auch am Râs esch-Schakka, wo DIENER nur Senon verzeichnet, obwohl er selbst einen wohlerhaltenen *Pecten scabrellus* sammelte, hat ZUMOFFEN ähnliches Miocän vorgefunden. Vom untern Nahr el-Kadîscha bei Tarâbulus zieht sich dann wieder ein breiter Streifen Miocän längs der Meeresküste über den Deschebel Terbol bis 'Arkâ am untern Nahr el-'Arkâ. Hier bei 'Arka hat Professor DAY aus Beirût einen neuen Fundort von Miocän-Versteinerungen ausgebeutet, die mir freundlichst zur Bearbeitung überlassen worden sind. Das häufigste Fossil ist *Pecten scabrellus.*

Bezüglich des Miocäns von Nordsyrien verweise ich auf meine frühere Darstellung „Das marine Miocän in Syrien“ in Denkschr. d. k. k. Akad. d. Wiss., Wien 1890, der ich sonst nichts zuzufügen habe.

Das Pliocän und Quartär.

Von ganz besonderer Bedeutung für das Land sind die Pliocän- und Quartärperioden, denn ihnen fallen die größten Umwälzungen, die für die heutige Ausgestaltung der Oberfläche maßgebend waren, zu, die z. T. katastrophenartigen Vorgänge im Gebirgsbau, ein mehrfacher eingreifender Wechsel im Verhältnis von Wasser und Land und wohl auch der größere Teil der ausgedehnten vulkanischen Ergüsse. Zum vollen Verständnis aller dieser Vorgänge und Ablagerungen müssen wir noch mehr wie bei den früheren Formationen auf die Nachbarländer, insbesondere Ägypten Bezug nehmen.

Aber bevor wir auf die einzelnen Pliocän- und Quartärbildungen dieser Länder selbst eingehen, bleibt für uns die Frage zu entscheiden, was denn eigentlich unter Pliocän und Diluvium zu verstehen ist, bzw. wie diese beiden Formationen nach unten und von einander abzugrenzen sind.

Begrenzung und Gliederung des Pliocäns in Europa.

Früher gliederte man gewöhnlich (und so auch ich selbst) das Pliocän in 3 Stufen: Unter-, Mittel- und Oberpliocän. Heute rechne ich aber im Einklang mit der Mehrzahl der jetzigen europäischen Tertiärgeologen, insonderheit der Franzosen, das bisher als Unterpliocän aufgefaßte Miopliocän mit der Hipparionfauna, die Dinotheriumsande Deutschlands, die Pontische Stufe, das Messinien Mayer-Eymars im Anschluß an die Sarmatische Stufe noch dem Obermiocän zu. Auf der andern Seite wird jetzt ein großer Teil der Bildungen, die man früher allgemein noch zum Oberpliocän rechnete, die aber schon deutliche Anzeichen eines sich abkühlenden oder abgekühlten Klimas verraten, von vielen Diluvialgeologen als erste (bisher pliocäne) Eiszeit der großen Diluvialperiode zugezählt, indem man die ganzen Eiszeiten samt ihren Interglazialepochen wesentlich unter dem Begriff des Diluviums zusammenfassen möchte. Es hat tatsächlich vieles für sich, gerade den wichtigen Moment des Eintritts eines nach allen Richtungen so überaus einschneidenden und über die ganze Erde verbreiteten klimatischen Wechsels zur Formationsgrenze zu erheben, anstatt wie früher eine Eiszeit noch zum Pliocän, die übrigen zum Diluvium zu stellen.

Freilich kommt bei diesem doppelten Beschneidungs-Verfahren das arme Pliocän, dem von unten wie oben ein Stück weggenommen wird, arg zu Schaden und wird zu einer

verhältnismäßig unbedeutenden kurz dauernden Formation, die eine weitere durchgreifende Gliederung überhaupt kaum noch verträgt, während die Diluvialperiode mächtig anschwillt.

Sehen wir einmal zu, was eigentlich vom Pliocän noch übrig geblieben ist. Es sind besonders die 2 Stufen des Plaisancien und Astien, die n Italien und Frankreich wohl geschieden sind, im östlichen Mittelmeergebiet sich aber schon kaum voneinander mehr trennen lassen, daher hier besser als Unterpliocän oder III. Mediterranstufe zusammengefaßt werden. In fluviatiler Facies entsprechen ihnen die unteren Schichten des Arnotales mit *Mastodon arvernensis* und *Borsoni*, in lakustrer die Levantinische oder Paludinen-Stufe.

Über diesem typischen Pliocän oder Unterpliocän aber haben wir noch einige kümmerliche Reste des ehemaligen Oberpliocäns oder Präglazials, die nach Abzug der frühstglazialen Ablagerungen noch verblieben und anscheinend noch unter relativ warmem Klima entstanden. Das sind in erster Linie die oberen Schichten des Arnotals, das Arnusien im engeren Sinne mit den wichtigen Leitformen *Elephas meridionalis*, *Hippopotamus major*, *Equus Stenonis*, *Rhinoceros leptorhinus*, *Machairodus*. Auch das letzte Auftreten und Erlöschen der Mastodonten in Europa fällt diesem (anscheinend kurzen) Zeitabschnitt zu. In Frankreich im Rhonegebiet ist letzterer vertreten durch die jüngere Säugetierfauna von Perrier, die eisenschüssigen Kiese bei Lyon, die Sande von Chagny, die hochgelegenen Quarzitschotter der Bas Dauphiné und des Plateau Lyonnais; in Deutschland vielleicht durch die Sundgauschotter des Oberelsaß. Was man sonst in Deutschland, wo das Hauptleitfossil dieser Stufe, der *Elephas meridionalis*, beinahe ganz (d. h. mit höchstens 1—2 Ausnahmefällen) fehlt, als „Oberpliocän" bezeichnet hat, die Pliocänschotter Schuhmachers, die pliocänen gebleichten Sande und Tone Steinmanns am Oberrhein, die Glas- und Klebsande und feuerfesten Tone der Gegend von Darmstadt, die Braunkohlen mit *Pinus Cortesii* der Wetterau, die Tone und ockergelben Sande und Kiese mit *Mastodon arvernensis* und *Borsoni* von Fulda, Ostheim vor der Rhön, Jüchsen und Rippersroda, die Walkerde von Dienstedt usw. in Thüringen: alles das ist kein Oberpliocän im Sinne einer Dreiteilung des Pliocäns, wie ich schon früher[2]) hervorgehoben habe, sondern nur einer Zweiteilung, d. h. einer Gegenüber-

[1]) Auch die letzteren als gleichaltrig erkannten sogenannten Kieselolithschotter des Niederrheingebiets.

[2]) Oberpliocän mit *Mastodon arvernensis* auf Blatt Ostheim vor der Rhön. Jahrb. d. K. Preuß. Geol. Land. u. Berg. f. 1901. XXII, 3, S. 369.

stellung zum „unterpliocänen“ Dinotheriumsande von Eppelsheim. Besser wäre es, jetzt die Dinotheriumsande mit *Mastodon longirostris*, die zeitlich den Hipparionschichten von Pikermi und des Mont Luberon und den Congerienschichten entsprechen, nicht mehr, wie wir es in Deutschland leider noch immer gewöhnt sind, als den Typus des Pliocäns, sondern als oberstes Miocän aufzufassen, dagegen jenes sogenannte Oberpliocän in Deutschland, das im wesentlichen dem älteren Teile der Fauna des Arnotals, der marinen Stufe von Asti, also dem ehemaligen Mittelpliocän Italiens äquivalent ist, einfach als typisches Deutsches Pliocän zu bezeichnen. Ob sich überhaupt letzterem gegenüber noch eine eigentliche oberpliocäne Stufe mit *Elephas meridionalis* in Deutschland jemals wird abtrennen lassen, wie in Italien und Frankreich, erscheint mir mehr als zweifelhaft, zumal auch in diesen beiden Ländern die beiden Pliocänstufen und Faunen doch ziemlich miteinander verschmelzen.

Auch in England ist es nicht leicht, ein wirklich genau passendes Äquivalent der jüngeren Valdarnofauna zu finden. Denn das Norfolk-Forestbed, welches man mehrfach als Typus des Oberpliocäns annahm, wird schon längst wieder zum Quartär gerechnet, und zwar zu dessen erster Interglazialperiode. Nach Pohligs[1]) neuesten Untersuchungen würden sogar sämtliche bis jetzt zu *Elephas meridionalis* gerechneten Molaren des englischen Forestbed tatsächlich der altquartären Übergangsform *Elephas* (*meridionalis*) *trogontherii* angehören. Nur in gewissen Teilen des tiefer liegenden Suffolk- oder Red Crag und und auch da nur auf sekundärer Lagerstätte glaubt Pohlig ein Äquivalent des Valdarno zu sehen in Gestalt von eingeschwemmten Resten von Tapiren, Schweinen und Axishirschen, die im Forestbed nicht mehr vorkommen. Mit dem Suffolk Crag selbst, d. h. dem Skanium Geikies als der Vertretung der ersten Glazialperiode, und dem Forestbed als Ablagerung des ersten Interglazials muß man in England schon das Diluvium beginnen lassen.

Ein marines vollkommen passendes Aequivalent eines oberpliocänen Arnusien mit einer auf warmes oder gemäßigtes Klima hinweisenden Fauna hat sich übrigens bis jetzt auch nirgends finden lassen, weder in England oder Belgien noch auch in Italien und Sizilien. Gerade das Siciliano oder Sizilien, die ganze IV. Mediterranstufe von E. Suess, zeichnet sich bekanntlich ebenso wie der Red Crag Englands

[1]) Über *Elephas trogontherii* in England. Monatsb. d. Deutsch. Geol. Ges. 1909, 5, S. *242*.

durch Einwanderungen echtnordischer Formen aus, trägt also entschieden mehr diluvialen Charakter.

Es fragt sich, ob es angesichts all dieser Umstände überhaupt noch geraten oder erlaubt ist, an einem oberpliocänen Arnusien mit *Elephas meridionalis* als selbständiger Stufe festzuhalten. Nachdem das Cromerien, das Skanium oder die Suffolk Crag-Schichten, das Sizilien oder die IV. Mediterranstufe dem älteren Quartär zugeschrieben sind auf Kosten des Pliocäns, erscheint es fast als Konsequenz, die noch übrigbleibenden auf Italien und Süd-Frankreich beschränkten Oberpliocänbildungen des Arnusien entweder noch als echtes Pliocän, d. h. oberes Astien, aufzufassen oder ebenfalls schon in die kühle IV. Mediterranstufe, d. h. das tiefste Pleistocän, oder noch besser in das folgende, wieder warme erste Interglazial zu setzen, jedenfalls ihnen einen selbständigen, besonderer mariner Äquivalente (abgesehen von den Astischichten) entbehrenden Charakter abzustreiten. Die sogenannte oberpliocäne Säugetierfauna wäre demnach nur eine Übergangsfauna, das obere Arnusien eine Übergangsstufe von wesentlich lokaler Bedeutung, die vom eigentlichen Pliocän, aber auch vom Quartär nicht scharf zu trennen ist. Für diese kurze Übergangszeit an der Wende des Tertiärs und zu Beginn des Quartärs ist das Aussterben der Mastodonten und das erste Auftreten des Südelefanten bezeichnend. Beide kommen daher auch gemeinsam vor, aber dieses Zusammenleben hat sicher nur kurze Zeit (eventuell bis ins erste Interglazial) gedauert und sich nur auf Italien und SO-Frankreich beschränkt.

In Gebieten ferner vom Valdarno und vom Rhonebecken wird es deshalb einfach unmöglich, diese Übergangszone wieder zu erkennen, und so können wir ebensowenig wie in Deutschland auch im Südosten des Mittelmeeres erwarten, eine Spur davon vorzufinden, obwohl dort gerade Pliocän- und Diluvialbildungen verschiedenster Art außerordentlich entwickelt sind. Es scheint mir zur Vermeidung aller weiteren Mißverständnisse am zweckmäßigsten, die Bezeichnung Oberpliocän, wie auch die des Arnusien überhaupt ganz zu vermeiden. Das Pliocän gliedern wir daher auch im folgenden weiter nicht, während das Diluvium in 4 größere Abschnitte (I—IV) zerfällt, entsprechend den 4 Eiszeiten Penk-Brückners mit den sich jedesmal an eine solche anschließenden interglazialen bzw. postglazialen Unterabteilungen[1]).

---

[1]) Eine andere Gliederung des Diluviums, die wohl noch mehr auf Beifall rechnen kann, weil sie sich mehr den bisher üblichen nähert,

Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Ablagerungen Palästinas haben wir beim Pliocän und Diluvium zu unterscheiden zwischen marinen Bildungen und terrestrischen, d. h. lakustren, fluviatilen und subaerischen. Bei der näheren Untersuchung empfiehlt es sich aus Zweckmäßigkeitsgründen, die marinen Bildungen beider Formationen direkt hintereinander und später ebenso die terrestrischen für sich ins Auge zu fassen. Wir beginnen mit dem marinen Pliocän.

Das marine Pliocän in Ägypten und Syrien.

Das marine Pliocän Ägyptens und Syriens fällt im wesentlichen mit dem Astien oder Astiano zusammen. In Ägypten kennen wir diese Stufe als die Schichten mit *Clypeaster Aegyptiacus, Ostrea cucullata* und *Pecten benedictus*. Nur im äußersten NW Ägyptens könnte man gewisse fossilführende Quarzite und Kalksandsteine im N von Moghara bei dem Turm Der er-Reîsu allenfalls dem unterpliocänen Plaisancien zuweisen[1]).

Die Transgression des Meeres der oberpliocänen *Cucullata*-Stufe schließt sich zeitlich und vielleicht auch ursächlich an die großen tektonischen Umwälzungen im Oberflächenrelief Ägyptens, welche der Anfang der Pliocänperiode mit sich brachte, die Verwerfungen, welche in Ägypten vielfach nachgewiesen wurden, im NO des Landes auch das dort verbreitete marine Miocän mitbetroffen haben[2]) und vor allem die Einbrüche [ein zusammenhängendes (?) System von Dislokationen in verschiedener Richtung] an der Stelle des heutigen unteren Niltals, d. h. etwa bis Assiut, oder höchstens allenfalls bis Nag Hammâdi). Einen typischen Grabenbruch wie das Jordantal und Rote Meer stellt freilich das untere Niltal nicht dar, wie man das früher vielfach geglaubt hat, aber daß seine Entstehung in vielen Teilen wesentlich tektonische Ursachen hat, geht schon aus dem Vorhandensein der von mir sicher nachgewiesenen Verwerfungen und Flexuren hervor[3]). Freilich scheint nun als zweiter Faktor

---

wäre eine Dreiteilung in Unter- oder Alt-, Mittel- und Ober- oder Jung-Diluvium, wobei unter erstgenanntem Altdiluvium die beiden ersten Eiszeiten nebst den 2 ihnen folgenden Zwischeneiszeiten zusammengefaßt werden müßten, somit den größten Abschnitt darstellten, während das Mitteldiluvium die vorletzte Eiszeit und das letzte Interglazial, endlich das Oberdiluvium die letzte Eiszeit mit dem Postglazial umfassen würde (vergl. meine Übersichtstabelle).

[1]) Blanckenhorn: Geschichte des Nilstroms. Ges. f. Erdkunde zu Berlin **37**, 1902, S. 707.

[2]) Vgl. Barron: The topography and Geology of the district between Cairo und Suez. 1907.

[3]) Blanckenhorn: Geologie von Ägypten IV, 1901, S. 326—344.

bei der Talbildung sofort die Flußerosion in mächtiger Weise eingegriffen zu haben. An die unruhige Periode der Gebirgsbewegungen schloß sich gegen Anfang des Pliocäns eine solche intensiver Erosion und Denudation, aus welcher, abgesehen von Breccienmassen an der Basis des marinen Pliocäns und von einzelnen Geröllen auf höheren Teilen des Talgehänges, leider keine sicheren Reste erhalten sind, was sich ja leicht erklärt, weil eben in dieser Zeit die Denudation die Akkumulation entschieden übertraf. So also war durch vereinigte Wirkung tektonischer Bewegungen und der Erosion des jugendlichen unterpliocänen Nils das grabenartige untere heutige Niltal geschaffen, als in demselben das Oberpliocänmeer aufwärts eindrang bis in die Gegend oberhalb des Fajumbeckens, welches selbst ebenfalls ausgefüllt wurde.

Das untere Niltal war übrigens nur ein schwaches Beispiel der großen in dem Aufreißen meridionaler Spalten und breiter Gräben gipfelnden Schollenbewegungen des Afrikanischen Festlandes, aber nicht das älteste Phänomen der Art. Der Golf von Suez, ja wohl auch der Golf von ʿAkaba waren schon vorher zur Zeit des Miocäns eingebrochen und hatten damals dem Mittelmeer seinen Einzug bis zur Südspitze der Sinaihalbinsel ermöglicht. Das eigentliche Rote Meer aber und der Jordangraben waren noch nicht gebildet, auch nicht, als das Pliocänmeer das ganze Delta überflutete und so tief in den Niltalfjord eindrang.

Auf dem Isthmus von Suez, am Sinai und in Palästina oder Südsyrien sehen wir keine ganz sichere Spur einer Transgression dieses Meeres. Erst an der Grenze zwischen Mittelsyrien oder dem Libanongebiet einerseits und Nordsyrien mit dem Nusairiergebirge andererseits vollzog sich ein Einbruch, der es dem Pliocänmeer ermöglichte, hier eine schmale Bucht nach Osten tief ins Innere bis halbwegs Palmyra auf kurze Zeit zu senden, bis ein ausgedehnter Basalterguß im Westen von Homs den Eingang in diese Bucht zuschüttete. In Nordsyrien finden wir marines Pliocän[1]) zunächst als basaltischen Tuff am westlichen Fuß des Nusairiergebirges in Verbindung mit vulkanischen Ergüssen im Basaltgebiet von Kalʿat el-Markab, weiter in Gestalt von Konglomerat, Mergelsandstein, dunkelgrauen Mergeln und Nulliporenkalk hinter Lâdikîje im Becken des Nahr el-Kebir und am unteren Orontes aufwärts bis zum Knie desselben an der Einmündung des ʿAfrîn.

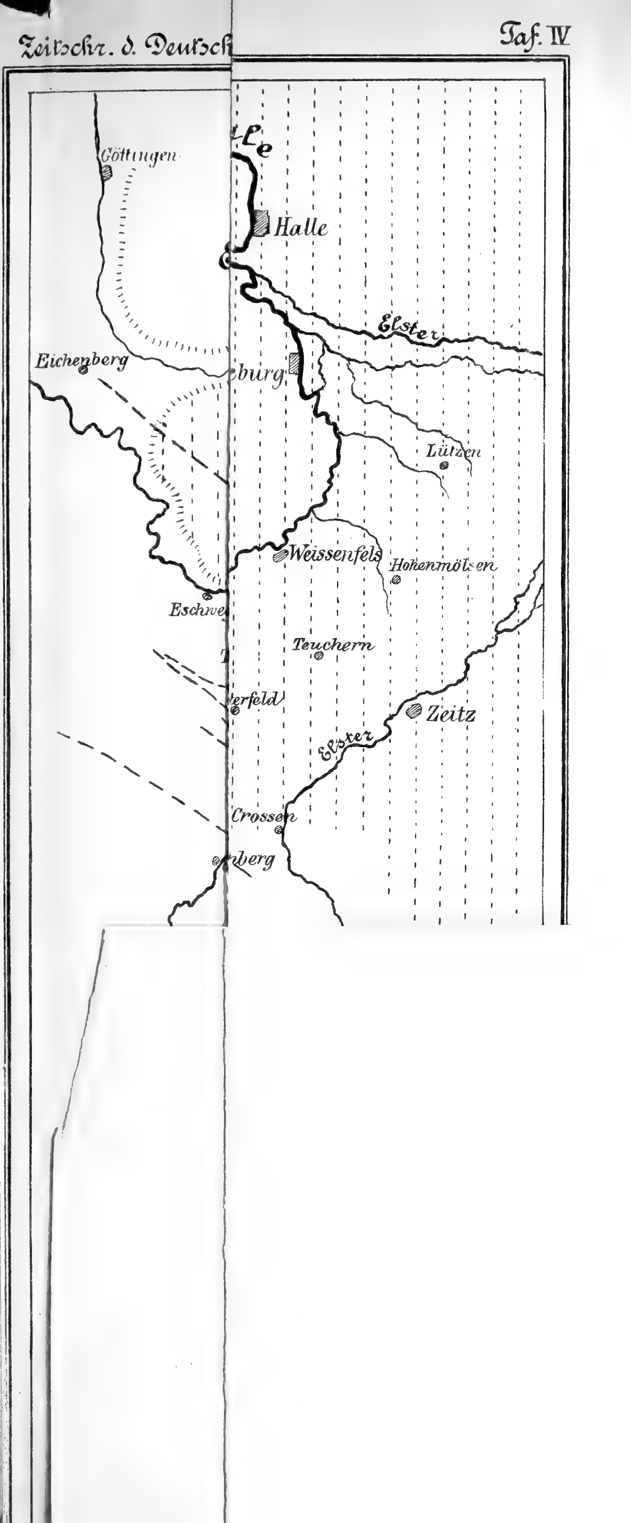
---

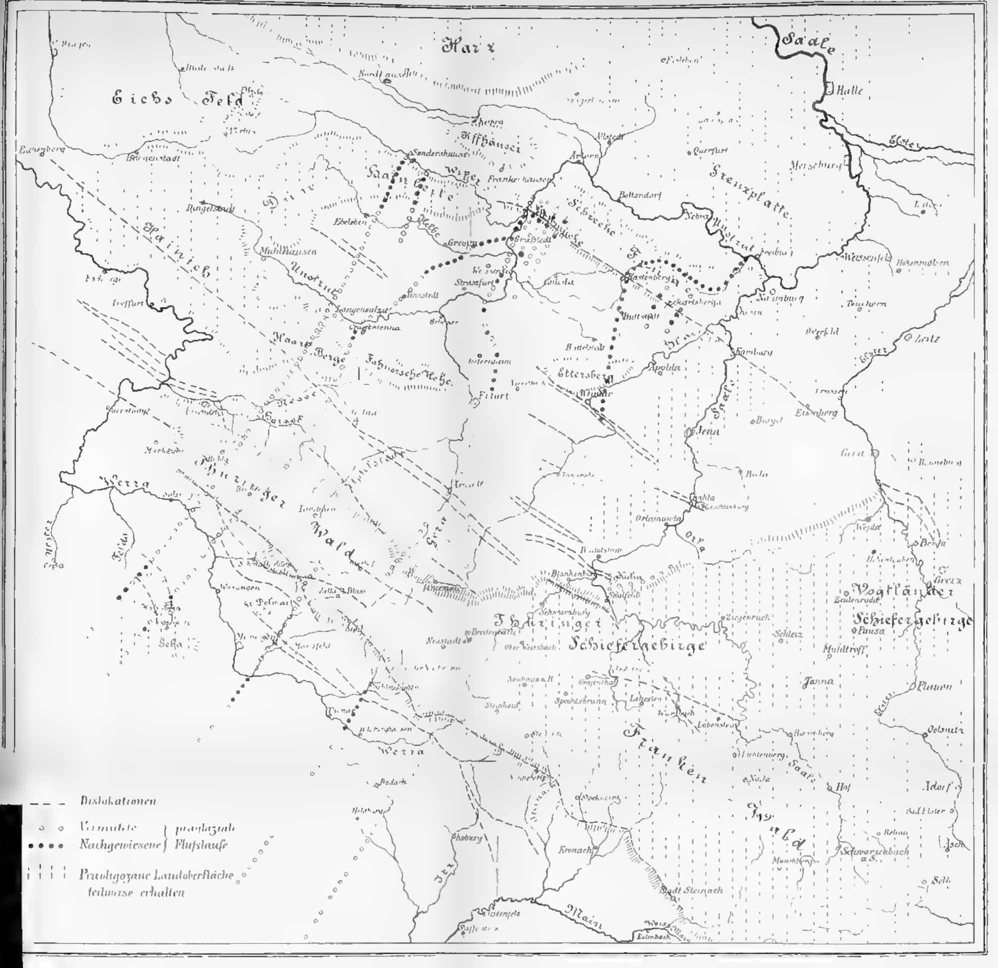
[1]) Blanckenhorn: Das marine Pliocän in Syrien. Sitz.-Ber. d. phys. med. Soz. Erlangen 1891.

Das marine unterste Diluvium (I) oder die IV. Mediterranstufe.

(Die marine Facies vermutlich der ersten unter den 4 Eiszeiten.)

Mit dem Beginn des Diluviums, d. h. gleichzeitig mit dem allerersten Glazial Europas, treffen wir wieder namhafte Verschiebungen im SO des Mittelmeeres. Im nordwestlichen Unterägypten, der Landschaft Marmarika, zieht sich das Meer zurück, und Festlandsbildungen, Kalke mit *Helix quadridentata* Blanck. bedecken weithin das marine Pliocän. Das Niltal wird jetzt ganz von süßen Gewässern eingenommen, die sich bei Cairo mit den salzigen des zurückgedrängten Meeres in einem brackischen Ästuarium vereinigen. Aber im Osten dringt dafür jetzt das Meer beträchtlich vor im graden Gegensatz zur vorhergehenden Periode. Hier vollziehen sich bedeutsame Veränderungen, die eine Abtrennnng eines Asiatischen Teiles der großen, vorher zusammenhängenden Afrikanisch - Syrisch - Arabischen Tafel von der Afrikanischen Hauptmasse zur Folge haben. Schon gegen Anfang der Miocänperiode entstand der Suezgolf durch grabenartigen Einbruch, doch stellte derselbe damals im Unter- und Mittelmiocän noch eine Bucht des Mittelmeeres vor, da das Rote Meer noch nicht existierte. In der obermiocän-pliocänen Zwischenzeit scheint sich dieses Becken in eingeschränktem Umriß als salziges Binnenmeer gehalten zu haben, worin die mediterrane Fauna noch verblieb, aber sich durch die lokalen Bedingungen vielfach umgestaltete, so daß zum Teil neue Arten entstanden. Mit dem Beginn des Diluviums nun griffen die Fluten des Meeres wieder über den Isthmus über und vermischten sich mit denen des Suezgolfs. Eine merkwürdige Mischfauna mit Anklängen an das Miocän des Suezgolfs (*Ostrea pseudo-crassissima* und *aff. digitalina*, *Cyphastraea chalcidicum*), pliocänen Mediterrantypen (*Ostrea cucullata*, *Mactra subtruncata* am Fuß des Gebel Atâqa) und ganz neuen, heute wieder teilweise ausgestorbenen Arten (*Pecten Vasseli*, *P. isthmicus* usw.) bevölkerte diese Gewässer der Gegend von Suez. Aber nicht genug damit: auch die Fluten und die Fauna des bis dahin weit entfernt gewesenen Indischen Ozeans beteiligen sich an diesem Durcheinander. Das Hauptereignis dieser Epoche ist der breite Grabeneinbruch des Roten Meeres in der Verlängerung des Suezgolfs. Die Folge war das Vordringen einer reichen tropischen Fauna mit Korallen, Seeigeln (*Temnopleurus toreumaticus*, *Laganum depressum* usw.), Mollusken und Foraminiferen, die rings an den


Göttingen
Halle
Elster
Eichenberg
burg
Lützen
Weissenfels
Hohenmölsen
Eschwe
Teuchern
erfeld
Zeitz
Elster
Crossen
nberg



Uebersichtskarte

der präoligocänen Landoberfläche, der wichtigsten Dislokationen und der präglazialen Flussläufe in Thüringen.



Zei

nd Europa.

Formation	Stufe			
Diluvium I		...und S–N-Spalten (auch Hauran).		
		eres oder Jordantal- atige		Einbruch der Bekā'a und des Ghab (Orontesgräben).
	IV. Mediterranstufe	...nd Grus von et- Med aba. ano Mergelkalk mit d v Neritinen, und Pa schisr el-Med- ten n („Melanopsis- Is ki. os.		Konglomerate am Barduni in der Bekā'a, auf dem Dschebel Akkum und am Nahr Chalid. *Melanopsis*schichten von Dschisr esch-Schughr und Kal'at el-Mdik am Orontes (Melanopsisstufe).
		...gen Tiberiassee e mije im W des tte an de hen th an in ias		Basalterguß von Homs und an SO–NW-Spalten in Nordsyrien.
Pliocän	? Ober-pliocän ?	l Seekreide von e al und Tiberias ...ania, *Planorbis*,		Marine Bildungen von el-Forklus in der palmyrenischen Wüste, Bâniâs, Ladikije und dem unteren Orontestal. Basaltergüsse von el-Markab und Bâniâs. Kalke mit *Planorbis major*, *Hydrobia Fraasi* und *Melanopsis* von Zahle und vom Antilibanon.
	III. Mediterranstufe Levantinische Stufe	St nd q ri il *is* *p*		
		ar e nt lé d		



Vergleichende Übersichtstabelle der wichtigsten Vorgänge und Ablagerungen der Pliocän- und Diluvialperiode in Ägypten, Syrien und Europa.

Mit besonderer Berücksichtigung des prähistorischen Menschen. Von M. BLANCKENHORN.

Periode	Zeit	Europa im allgemeinen, besonders Westeuropa	Deutschland	Mittelmeergebiet	Ägypten	Palästina	Mittel- und Nord-Syrien
Beginn des Alluviums	10000–5000 Jahre v. Chr.	Frühes Neolithicum oder paläolithisch-neolithische Übergangszeit, noch ohne geschliffene Steinwerkzeuge, mit Tonindustrie. — Einwanderung der Menschen, z. T. von Westen nach Osten. Urfinnen in Nordeuropa, *Homo alpinus* in der Mitte, Iberer im Westen, *Homo mediterraneus* in Südeuropa. 3. Campignien. 2. Flenusien. [? 1. Tardenoisien und Tourassien (Asilien) gleichzeitig mit dem Daunstadium der Alpengletscher.] ? Untergang des Restes von Atlantis, wodurch der Golfstrom ganz frei wird?	Hebung in Nordeuropa. Ancylusstufe der älteren Kjökkenmöddinger und Pfahlbauten. Erste postglaziale Wald und Torfstufen. Elch, Hirsch. Brachycephale Urfinnen in Norddeutschland, *Homo alpinus*, brachyc. in Süddeutschland.	Iberer, mesocephal, in Spanien, Frankreich, Großbritannien. *Homo mediterr.*, dolichoc., klein, dunkel (Ligurer, Uritaliker). Prolibyer, dolich., platyknemisch, in Nordafrika. Züchtung von Pferd, Schaf, Hund *Elephas africanus.*	Neolithische Stationen in der Niltalebene und im Fajum am Nordufer des Mörissees, der ca. 50 m höheren Wasserstand hatte als heute. Bevölkerung: a) Eigentliche Ägypter, dunkelrot. b) Prolibyer, hellfarbig, schwarzhaarig oder blond (a und b Hamiten, Langschädel mit schmalem, hohem Gesicht) c) Neger oder Nubier, schwarz, Langschädel mit breitem Gesicht. d) Pygmäen, Langschädel Töpferei, Zähmung des Wildesels und der Ziege.	3. Neolithische Stationen ? (Campignien) vom Berge Nebo, Ain Sateh, Sur Baher, Tell en-Nasbe, Chan Lubje, Kal'at el-Hösn am Tiberiassee, Jordantal (Pickel, Meißel, Spalter, Skizzen noch unpoliert 2. Neolithicum mit eolithisch Facies à la Flenusien von Der'a, Râs Iskander auf dem Karmel, Wadi Wa[illegible]eh. 1. Zwergneolithicum, Tardenoisien Atelier und Aschenheerd von 'Ain el-Mataba am Wadi Hesban	? Station der Höhle Harajel am Nahr Sahb mit geritzten Knochen von *Ursus syriacus*, *Felis spelaea*, *Rhinoceros tichorhinus*(?), *Bos priscus*. Dazwischen Tongefäßscherben, aber keine Silexartef. Atelier am Nahr Sahb mit Silexgeräten. ? Sintflut in Mesopotamien.
Oberdiluvium	ca. 22000–10000 Jahre v. Chr.	Klima trocken, kalt. In Nordeuropa intensive Senkung. Unterbrechung der Landverbindung Englands mit dem Kontinent. Flandrien { Terre à briques, Ergeron, dépôt de crue fluviale, Lit de gravier à base. Magdalenien: Dolichocephale platyknemische Rasse von Cromagnon, Les Eyzies und Laugerie (= *Homo priscus*), Neandertalrasse und kurzkopfige Rasse von Grenelle und Furfooz in Westeuropa. Bison, Ren, Pferd.	Senkung an Ost- und Nordsee. Postglazial oder Yoldiastufe. Geschiebedecksand. Jüngster Löß, Bördelöß? b) *Arca* oder Epiglazialstufe. a) *Dryas*stufe Bimsteinausbruch des Laachersee-Vulkans — Mecklenburgisch-pommersche oder baltische Stufe, Bühlstadium der alpinen Gletscher. Letztes Kältemaximum oder letzter Vorstoß des Inlandeises in Norddeutschland. Oberster Geschiebemergel. Steinsohle des Löß. Zweite Nagetierschicht Lemmingfauna. Niederterrasse.	Felsendarstellungen von Tieren in Höhlen Frankreichs, Spaniens, Algeriens. *Elephas atlanticus.*	Halbwüsten- bzw. Wüstenklima An der Mittelmeerküste Sandstein und Kalksand, z. T. oolithisch mit *Helix vestalis*, *Rumina decollata* Im Niltal Sande und Nilschlamm. Im Fajumbecken sandig-kalkige Alluvionen mit Knochen von *Equus*, *Hippopotamus*, *Camelopardalis*. Spätpaläolithische Silex-Ateliers und Wohnstätten auf der Mittel- oder Quarzterrasse des Niltals	Klima von heute. Dünenbildungen längs der Meeresküste	Magdalenienstation in der Anteliashöhle. Kannibalische Jäger. Pointes solutréennes, Messer, Disken, Knochenwerkzeuge. Waldfauna; *Cervus dama* und *elaph.*, *Capreolus pygargus*, *Capra prim.*, *Ursus arctos v. syriacus*, *Bison*.
Diluvium IV	ca. 40000–22000 Jahre v. Chr.	Neudeckian? Trockenes Klima Brabantien. Limon éolien. 2. Solutréen. 1. Aurignacien. *Homo aurignaciensis* dolichoc. mit langem Gesicht und Grimaldi- oder Negertypus.	Wärmeres kontinentales Steppenklima. Jungerer Löß.				
		Posandian. Würm-Glazial. Klima kalt, niederschlagsreich. Schneegrenze in Europa 1000 bis 1300 m tiefer als heute. Wasserschwelle und Akkumulation der Flüsse. Hesbayen, limon stratifié. Mammut, Rhinoceros, Pferd, Höhlenbär Moustérien.	Erstes Kältemaximum der letzten oder Würm Eiszeit, feuchtkaltes arktisches bis subarktisches Tundrenklima. Oberer Geschiebemergel an der Basis, darunter sogen. interglaziale fluvioglaziale Schotter und Sande von Rixdorf, Hundisburg usw. (Rixdorfer Stufe). Jüngere Mittelterrasse am Niederrhein, Mittelterrasse STEINMANNS am Oberrhein, Rekurrenzzone des Löß Jüngerer Sandlöß. In Höhlen Nagetierschicht mit Kleinfauna	Im südöstlichen Mittelmeergebiet Klima relativ trocken, fast so wie heute		Moustérienfunde bei es-Salt und Sel[illegible]	Moustérien-Stationen an der phönizischen Küste Adlun und Akbieh, Nahr Beirut am Dm[illegible]berg und Ras el-Kelb. Knochenbreccie mit Moustérienspitzen und Knochennadeln. *Rhin. tichorh.*, *Bison priscus*, *Bos primig.*, *Cervus dama* Höhlenstationen am Nahr Ibrahim und N. Dschoz
Diluvium III = Mitteldiluvium		Helvetian. Riß-Würm-Interglazial (III), Villafranchien, Dürntenien. Mildes ozeanisches Waldklima Fluv. Erosion vorherrschend, bis unter die heutige Talsohle. *Elephas antiquus* und *primig.*, *Rhinoc. Merck.* *Homo primigenius* oder Neandertaltypus, dolichoc., prognath. (3. Stellenweise (Taubach und besonders im Süden: Schweiz und Oberitalien) auch schon Moustérienkultur) 2. Acheuléen. 1. Oberes Chelléen.	Letztes großes Interglazial, Taubacher Stufe. Kalktuffe von Taubach, Flurlingen usw. (? mit Unterbrechung von kurzen nachträglichen Lößperioden. Verwitterung, Verlehmung des Älteren Löß Eruption des Rodderbergs.	Klima in Osteuropa und Vorderasien trocken Letzte Gebirgsfaltung im Himalaya und Atlas. Verwerfung der Chelleen-Konglomerate bei Gafsa in Tunis ? Fluviatilschichten von Arezzo mit *El. primig.* und *antiquus*.	Beginn des Halbwüsten- bzw. Wüstenklimas der Jetztzeit Alt-Paläolithiker in ganz Ägypten, besonders bei Theben	Rückzug der Gewässer des Jordansees. Erosion der Täler (auch der Rukkad in Jarmuktal Altpaläolithische Funde bei Jerusalem (Rephaim-Ebene und Mons Skopus, Tiberiasseeufer, Der[illegible], Schöbek, Petra Berg Hor, M[illegible]an, [illegible]	Hebung der Küste. Chelléen-Acheuléen-Funde bei Sinin, Orat und Giam Kor im W von Nisib und am Euphrat bei Dscherablis.
		Glose du Campinien? Chelléen I	Steppenklima. Älterer äolischer Löß				
		Vorletzte oder Rißeiszeit (III), Saxonian z. T. Jüngere Deckenschotter. Klima im Norden kalt, feucht In Nordeuropa größte Landhebung. England noch breit mit dem Festland verbunden Gelbe Plateauschotter der Dombes bei Lyon. Great chalky boulder clay. Glazialton von Hoxne mit *El. primig.* und *Bos primig.* Sable fluvial et gravier du Campinien mit *Rhinoc. tichor.*, Riesenhirsch und Ren. Strepyien oder Prechelléen (Frühchelléen).	Sogen. Haupteiszeit Norddeutschlands. Tundrenklima Unterer Geschiebemergel mit Sandbänken. Fluvioglaziale, grandige, sandige und tonige Sedimente. Älterer Vogesensand und Sandlöß Hochterrasse in den Alpen und am Oberrhein. Ältere Mittelterrasse am Niederrhein. Obere Kiese und Sande von Mauer?	Senkungen und Einbrüche. Transgression des Mittelmeeres. Unterbrechung der Landverbindung von Afrika mit Spanien und Sizilien. Marine Muschelbänke an der ganzen afrikanischen Küste (mit A[illegible] der Kleinen Syrte) in Höhe von 5–40' mit *Strombus mediterr.* und *Elephas [illegible]* usw. Bewegungen im ganzen Ägäischen Gebiet. Senkungsfelder und Horste. Abtrennung von Euböa durch Bildung des Euböischen Golfs. (Deukalionische Flut?). Eröffnung der Dardanellen. Katastrophenartiges Eindringen des Mittelmeers in die Propontis und den Pontus. Steigen des Pontusspiegels in die erodierten Flußmündungen (Limane) Klima mild, gemäßigt, feucht.	Marine Küstenkalksandsteine. Muscheltuff von Alexandria, Ramleh und den Sireneninseln. Jüngere fossile Korallenriffe und Uferterrassen am Suezgolf bis zu 25 m Höhe. Mittel- oder Quarnaschotterterrasse an den Wadideltas im Niltal und Fajum in 2–10 m Höhe an der Randkante über der Talsohle, *Unio Schweinfurthi*, *Corbicula* Im Konglomerat sekundär eingeschlossen Strepyientypen Frühpaläolithiker auf den Plateauhöhen und an den Abhängen	An der Küste oolithische Kalksandsteine mit *Pectunculus* von Gaza, Jaffa, Athlit usw. Mittelterrasse im Wadi el-Kelt, el-Areidsche, Muhauwat, Kerak, Chanzire usw. Eruption von Erdöl am Wadi Mal usw. Im Wadi / 2. Rukkad[illegible] Jarmuk / 1. Absatz von [illegible] [illegible] des Toten Meeres	Uferterrasse von 8–10 (ca. 8) m bei Batrûn, Byblos, Dschebeleh usw. mit [illegible]
[illegible] II		V[illegible] mittleres oder M.-R. Interglazial (von langer Dauer). Sande des Mo[illegible]. Klima relativ trocken, kontinental (? heiße trockene Sommer u. feuchte milde Winter mit Anschwellungen und Aufschüttungen d. Flüsse). M[illegible] In England: *Corbicula fluminalis* beds der Themse mit *El. antiquus*, Lignit und Mergel von Hoxne.	Mosbacher oder Süßenborn-Stufe Sande von Mosbach, Mauer, Haagenbieten. Kiese von Süßenborn und Wendelstein z. T. *Hippopotamus major*, *Elephas antiquus*, *meridionalis*, *Nesti*, *trogontherii*, *Rhinoceros etruscus*.	? Konglomerate des Tibertals mit *E. meridionalis*, *antiquus* und *primigenius*	Trockenperiode. Erosion.	Trockenperiode Rückzug der Gewässer des Toten Meeres bis zum heutigen Stand [illegible] Erguß der Ezzeytun-Lava ins Jarmuktal [illegible]	
		Übergangsphase. Klima einförmig, feuchtwarm zu allen Jahreszeiten, [illegible] Niederschläge geringer. Intensivste Erosion bis zum heutigen Talgrund Erosion der Hochterrasse Riviera. Kiese an der Basis des Mosbachien M[illegible]	Erosionsperiode. Hauptererosion des Niederrheintals und aller anderen Täler. Basiskiese der Sande von Mauer und untere Schotter von Süßenborn. *Homo Heidelbergensis*, *Elephas antiquus*, *Rhinoceros etruscus*.				
Diluvium I		Drittletzte oder Mindel-Eiszeit Saxonian z. T. Klima kalt, sehr feucht, reiche Niederschläge zu allen Jahreszeiten überall auf der ganzen Erde. Lower boulder clay (expartes), Cromer till, Arctic freshwater beds. Ren[illegible]	Älteste Grundmoräne und Geschiebemergel Jüngere Deckenschotter der Alpen. Taunusschotter. Hauptterrasse am Niederrhein		Große Pluvial-Periode Höhepunkt der Pluvialperiode. Schotteranhäufungen im SW und SO des heutigen Nildeltas bis zu 50 m Meereshöhe. Kiese und Sande im ganzen Niltal Gewaltige Terrassen und Deltaaufschüttungen an der Einmündung der Seitentäler ins ägyptische Niltal, das vom Nil durchströmt wird. Höchste Schotterterrassen an den großen Wadis, 50 bis 70 m am Innenrand über der Talsohle, mit Eolithen. Geröllablagerungen im Umkreise des Fajum.	Höchster Wasserstand des großen Jordantal-Binnensees (Jerichoterrasse) vom Tiberiassee bis ins Wadi Araba, am heutigen nördlichen Toten Meer 50 m, am südlichen Toten Meer und im Jordantal 100 bis 210 m, im Wadi Araba bis 180 m über dem heutigen Spiegel des Toten Meeres infolge späterer Hebung im S und N, Senkung in der Mitte). Molluskenfauna gleich der heutigen (*Melanopsis*, *Ancylus*).	Küstenbildungen (Konglomerate und Sandsteine) bei Beirut und Ras el Kelb 33–45 m, bei Seleucia Pieria bis 80 m über dem Meere. Kleine Gletscher am Zedernwäldchen im Libanon.
		[illegible] Günz-Mindel-Interglazial. Cromer- oder Norfolk-Stufe (?). St. Prestien (?). Kurze Trockenperiode. Klima wärmer. Erosion [illegible] Bildung der Terrasse moyen Riviera. ? Forest bed von Cromer mit *El. antiq.*, *merid.*, *trogonth.* und *Nesti*, *Rhin. etrusc.*		Oberste Valdarnoschichten. Sande von Sansino mit *Eleph. antiquus* und *meridion.*, *Equus Stenonis*, *Rhinoc. etruscus*, *Hippopot. major*.	Kurze Trockenperiode. Rückzug des Meeres von Cairo. Wüsteneinwirkungen auf die dortigen Strandgerölle und deutliche Bearbeitung derselben durch Menschenhand. Eolithe in den alten Geröllschichten der Abbassyeausschachtungen. Nur wenig Erosion.	Trockenperiode. Eintrocknen der Gewässer des ältesten Toten Meeres. Entstehung des Steinsalzlagers des Dschebel Usdum als chemischer Niederschlag.	
		Allgemeine Hebung, insbesondere von Skandinavien, der südlichen Nordsee und Großbritannien, das mit dem Kontinent breit verbunden wird.		? Zweite Eruptionsperiode auf Milos, Santorin (verbunden mit Hebung des Meeresgrundes bis 200 m über den heutigen Spiegel), Kos und Nisyros	Hebung des Isthmus und Nildeltas. Ein Nilarm mündet ins Rote Meer.	Hebung, schwache Faltung und Zerrung. Verwerfungen und Flexuren in SSW bis NNO- und S–N-Richtung. Aufrichtung älterer Schichten. Basaltergüsse in SSW–NNO und S–N Spalten [illegible] Einbruch des Ghôr oder Jordantalgrabens.	Einbruch der Beka'a und des Ghab (Orontesgräben).
IV. Mediterranstufe		Erste oder Günzeiszeit ? Schonische Stufe oder Scanian Klima kalt. Icenian-Norwich Crag. Red Crag of Suffolk. Älterer Plateauschotter der Dombes. Älterer Deckenschotter.	Obere Deckenschotter	IV. Mediterranstufe oder Sizilien: Sc[illegible]ano Piano in Südkalabrien. Meeressand von Ficarazzi und Monte Pellegrino bei Palermo mit keltischen, nordischen Arten. Marine Sande und Konglomerate des Isthmus von Korinth und von Kalamaki. Marine Schichten auf Kos, Rhodos, Milos.	Terrestrischer Kalk mit *Helix quadrivittata* parallel der Küste der Marmarika. Salzige Tone im Untergrund des Nildeltas als Flußschlick in brackiger Meeresbucht abgesetzt. Bei Cairo fluviomarines Aestuarium. Am Mokattamfuß kalkige Knotensandsteine mit fluviatil marin Lagunenfauna. Im unteren Niltal fluviolacustre Absätze Eisensandstein, Gipssandstein, Gipsmergel, Pisolith, Kalktuff mit *Melanopsis aegyptiaca*, *Neritina* und *Vivipara* („Melanopsisstufe"). Deltaschutt der Wadis. Verbindung von Mittelmeer und Rotem Meer (Ind. Ozean). Mischung der Faunen am Isthmus. *Ostrea crassissima* und *cucullata*, *Mactra subtruncata*, *Pecten Vasseli*, *isthmicus* und *erythraeensis*, *Temnopleurus toreumaticus*.	Kalkkonglomerate und Gries von et-Tlah im Wadi 'Araba. Konglomerate und Mergelkalk mit viel Melanopsiden, Neritinen, und Viviparen von Dschisr el-Medschami am Jordan („Melanopsisstufe").	Konglomerate am Hardum in der Beka'a, auf dem Dschebel Akkum und am Nahr Chalid *Melanopsis*schichten von Dschisr esch-Schughr und Kal'at el-Mdik am Orontes (Melanopsisstufe).
		Letzte Hebung und Faltung der Alpen und des Schweizer Jura. Dislokationen		Letzte Hebung und intensive Faltung der Mittelmeergebirge (bes. Peloponnes). Beginn des Eindringens des Mittelmeer in den Ägäis. Einbruch des Südägäischen Meeres und des Golfs von Korinth-Patras. Vulkaneruptionen auf den Cycladen (Milos, Ägina, Santorin) und am algerischen Atlas.	Einbruch des Roten Meeres Ausbruch der Harras in Arabien	Basaltergüsse am heutigen Tiberiassee bei Tiberias und Mellaûye im W des Jordantals	Basalterguß von Homs und in SO–NW-Spalten in Nordsyrien.
III. Mediterranstufe Levantinische Stufe		[illegible] Oberpliocän mit *E[illegible]*, gleichzeitig mit Mastodonten Jüngere [illegible]fauna von Perrier. Sande von Chagny. Quarzitschotter des Plateau [illegible] und von Chambaran. Conglomerat [illegible] Dombes	Oberelsässer Deckenschotter oder Sundgauer Schotter. Letzte Basalteruption des Vogelsbergs, der Rhön und bei Frankfurt. Oberpliocän mit Braunkohlenflözen der Wetterau und am Fuß des Taunus mit [illegible], *Liquidambar*, *Taxodium*. [illegible] Sande und bunte Tone in Rheinhessen, im Kellerwald, Sauerland, bei Fulda, Ostheim v. d. Rhön, Jüchsen, Rippersroda mit *Mastodon arvern.* und *borson*. Walkerde von Dienstedt mit *Eleph. meridionalis*. Bildung der östlichen Rheintalspalte z. T. und Empordringen von Basalt aus derselben.	Obere Valdarno-Schichten.	[illegible] Meeres [illegible] unter N[illegible] [illegible] brackische Bildungen mit *Ostrea cucullata*, *Cerithium conicum*, [illegible] *Hippotragus* [illegible] In der Oase Siuah Süßwasserkalk und Quarzit mit *Hydrobien*, *Pupa*, Limnaeen, *Planorb.*	Oolithkalk, Travertin und Seekreide von Mellaûye im Jordantal [illegible] mit *Hydrobia Fraasi*, *Mela[illegible]*, *Planorbis*, *Limnaeus*.	Marine Bildungen von el Forklus in der palmyrenischen Wüste, Bantas, Ladikije und dem unteren Orontestal Basaltergüsse von el-Mackab und Bantas. Kalke mit *Planorbis major*, *Hydrobia Fraasi* und *Melanopsis* von Zahle und vom Antilibanon
		[illegible] [illegible] Kiese, Trachyte und Basaltbreccie von Perrier mit [illegible] und *Bovinen*, *Machairodus* Sande von Trevoux. Sägetierfauna von Montpellier. Gelbe Sande von Montpellier mit [illegible] [illegible] Kentien eolithische Industrie des Chalkplateau von Kent)		Asti-Stufe Marine, gelbe Sande von Asti, Castell Arquato und Monte Mario. Älterer größer Teil des Arnusien mit [illegible]			
		Plaisancien D[illegible] Brackwasserschichten mit [illegible] von Roussillon und Rhônetal. Blauer Ton von Mollas. Lakustre Mergel der Bresse mit Viviparen Eruptionen in der Auvergne (Dolerit, Andesitbreccien. Abtragung der Kampfflächen im Umkreis der Alpen, besonders des Schweizer Jura.	Hebung des Landes: negative Niveauschwankung: Sinken der Erosionsbasis. Talerosion beträchtlich Erste große Erosionsphase	Plaisancien. Blaue Tone des Plaisantin und Vatican. Zancléen von Calabrien [illegible] Sizilien	V[illegible] Nil [illegible] (zusammenhängendes [illegible] system) am heutigen unteren Niltal. Erste starke Flußerosion des neugebildeten Nils. Brecciebildungen Quarzite von Der es-Re'isu im N von Moghara mit *Cardium subsociale*, *Cytherea subundata*, *Cerithium conicum*		



Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

(Abhandlungen und Monatsberichte.)

Abhandlungen.

62. Band.

IV. Heft.

Oktober, November, Dezember 1910.

Berlin 1911.

J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachfolger

Zweigniederlassung

vereinigt mit der Besser'schen Buchhandlung (W. Hertz)

W 35, Schöneberger Ufer 39.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Vorstand für das Jahr 1911

Vorsitzender:	Herr BRANCA	Schriftführer:	Herr BELOWSKY
Stellvertretende Vorsitzende:	„ RAUFF		„ BÄRTLING
	„ WAHNSCHAFFE		„ STREMME
Schatzmeister:	„ ZIMMERMANN		„ FLIEGEL
Archivar:	„ EBERDT		

Beirat für das Jahr 1911

Die Herren: JAEKEL-Greifswald, KOKEN-Tübingen, v. KOENEN-Göttingen, C. SCHMIDT-Basel, TIETZE-Wien, WICHMANN-Utrecht.

Die ordentlichen **Sitzungen** der Gesellschaft finden in Berlin im Gebäude der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt und Bergakademie, Invalidenstr. 44, abends 7 Uhr in der Regel **am ersten Mittwoch jeden Monats** statt, die Jahresversammlungen in einer Stadt Deutschlands oder Österreichs in den Monaten August bis Oktober. Vorträge für die Monatssitzungen sind Herrn Professor Dr. BELOWSKY tunlichst 8 Tage vorher anzumelden, Manuskripte von Vorträgen zum Druck **spätestens 8 Tage** nach dem Vortrage an Herrn Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. BÄRTLING einzusenden.

Die **Aufnahme** geschieht auf Vorschlag dreier Mitglieder durch Erklärung des Vorsitzenden in einer der Versammlungen. Jedes Mitglied zahlt 10 Mark Eintrittsgeld und einen Jahresbeitrag von 20 Mark. Es erhält dafür die Zeitschrift und die Monatsberichte der Gesellschaft. (Preis im Buchhandel für beide zusammen 24 M., für die Monatsberichte allein 10 M.) Die bis zum 1. April nicht eingegangenen Jahresbeiträge werden durch Postauftrag eingezogen. Jedes außerdeutsche Mitglied kann seine Jahresbeiträge durch einmalige Zahlung von 300 Mark ablösen.

Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte der Zeitschrift können nur innerhalb eines Jahres nach ihrem Versand berücksichtigt werden.

Die Autoren der aufgenommenen Aufsätze, brieflichen Mitteilungen und Protokollnotizen sind für den Inhalt allein verantwortlich; sie erhalten 50 Sonderabzüge umsonst, eine gröfsere Zahl gegen Erstattung der Herstellungskosten.

Zugunsten der Bücherei der Gesellschaft werden die Herren Mitglieder ersucht, Sonderabdrücke ihrer Schriften an den Archivar einzusenden; diese werden in der nächsten Sitzung vorgelegt und, soweit angängig, besprochen.

Bei **Zusendungen an die Gesellschaft** wollen die Mitglieder folgende Adressen benutzen:

1. Manuskripte zum Abdruck in der Zeitschrift oder den Monatsberichten sowie darauf bezüglichen Schriftwechsel Herrn **Königl. Geologen, Privatdozenten Dr. Bärtling,**
2. Einsendungen an die Bücherei sowie Reklamationen nicht eingegangener Hefte und Monatsberichte, Anmeldung neuer Mitglieder, Anzeigen von Wohnortsveränderungen, Herrn **Sammlungskustos Dr. Eberdt,**
   beide zu Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
3. Anmeldung von Vorträgen für die Sitzungen Herrn **Professor Dr. Belowsky,** Berlin N. 4, Invalidenstr. 43.
4. Sonstige Korrespondenzen an Herrn Geh. Bergrat **Professor Dr. Branca,** Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
5. Die Beiträge sind an die J. G. COTTA'sche Buchhandlung Nachf., Berlin W 35, Schöneberger Ufer 39, durch direkte Übersendung einzuzahlen.

Inhalt des IV. Heftes.

Aufsätze.



Ufern der später emporgehobenen Korallenriffe ihre Schalen hinterließen. So fand eine wirkliche, wenn auch nur oberflächliche Mischung der Gewässer des Mittelmeeres mit denen des Indischen Ozeans statt, doch nur kurze Zeit. Denn bald stieg der Isthmus von neuem empor und hob die Verbindung des Roten Meeres mit dem Mittelmeer auf, während diejenige mit dem Indischen Ozean blieb. Diese Landhebung bezeichnet das Ende des Unterdiluviums I. Sie setzt sich übrigens noch heute am Isthmus (im Gegensatz zu der Küste am Niltal selbst) fort.

Die marine Überflutung des Isthmus im Unterdiluvium I können wir über dem öden Norden der heutigen Sinaihalbinsel bis an das südwestliche Palästina, speziell Judäa bzw. Idumäa, verfolgen. Bei el-Chalasa (+ 215 m), ca. 51 km vom Mittelmeer entfernt, an einem Südarm des Wadi Gazze sehen wir Lithothamnienkalke, am Wadi el-Milh im W. von Chirbet el-Milh an der Einmündung des Wadi Ar'âra jungmarine Sandsteine mit Gastropoden in einer Höhe von 330 m über dem heutigen Meerespiegel, ca. 61 km von der Mittelmeerküste entfernt; bei Chirbet Futeis an einem Seitenarm des Wadi-Scheri'a Kalksandstein mit massenhaften *Pectunculus*-Schalen. Bei Tell Abu Hareireh reichen unterdiluviale kalkige Sandsteine bis zu 20,6 m über dem Fluß oder 69 m Meereshöhe. Hull[1]) bezeichnet in seinem Profil[2]) diese Sandsteine als Calcareous Sandstone of Philistia und stellt auf seiner geologischen Karte von Palästina auch schon dessen angebliche Verbreitung in zusammenhängendem Zuge parallel der Küste zwischen angeblichem Nummulitenkalk im Osten und den diluvialen Küstenablagerungen im Westen dar. Hull gelten sie als Obereocän, obwohl er nicht die geringsten paläontologischen Beweise dafür beibringen kann. Für mich, der ich an den verschiedenen Plätzen nur die Fauna der heutigen Mittelmeerküste darin vorfand (Bryozoen, *Balanus*, *Pectunculus*, *Cardium edule*, *Donax*, Cerithien) kann es sich nur um quartäres Alter handeln. Leider ist (im Gegensatz zu Hulls Darstellung) eine scharfe Trennung des Sandsteins von Tell Abu Hareireh und dem Wadi el-Milh von den zweifellos quartären Kalksandsteinen und Oolithkalken der Küstenebenen nicht durchzuführen, und es bleibt vorläufig vor genaueren Landesaufnahmen mehr dem Gefühl überlassen, namentlich die land-

---

[1]) Memoir on the Geology a. Geography of Arabia Petraea and Palestine. Survey of Western Palestine 1889, S. 64.

[2]) Fig. 11. Section taken at Tell Abu Hareireh to show the relations of the Philistian Sandstone and the more modern gravels.

einwärts und höher gelegenen und fossilärmeren Bildungen als relativ älter, d. h. unterstdiluvial, von den jünger diluvialen an der Küste zu trennen. Die Ebene Schephela zwischen Gaza und Jaffa mag wohl zum Teil auch noch altdiluviale Bildungen enthalten, aber ich glaube annehmen zu dürfen, daß nördlich vom unteren Nahr el-Audscha solche nicht mehr zutage treten, sondern ganz von mittlerem und späterem Diluvium ersetzt bzw. verdeckt sind. Das gilt auch für den schmalen Küstenstreifen am Karmel mit seinen wallartigen Strandterrassen.

An der Küste von Mittelsyrien steigen diese marinen Quartärbildungen höchstens bis zu 36 oder 45 m Meereshöhe empor, so im Süden von Beirût. Im NO von Beirût erscheint dagegen am Râs el-Kelb ein feinkiesiges Konglomerat ca. 50 bis 60 m über dem Meer auf Miocänkalk aufgebacken. Es enthält freilich keine Muscheln, aber auch keine Spur von menschlichen Feuersteinartefakten, die oberflächlich sonst hier häufig sind, eingeschlossen. Man geht wohl nicht fehl, diese Bildung als altdiluviales Strandprodukt anzusehen. Außer diesen Vorkommen ist mir marines Altquartär nur noch im äußersten Norden Syriens an der Mündung des Orontes auf dem Boden von Seleucia Pieria, wo es bis zu 82 m aufsteigt, bekannt[1].

Das höhere marine Diluvium (II, III und IV).

(Die marine Facies der zweiten, dritten und vierten Eiszeit.)

Die folgenden diluvialen marinen Bildungen Palästinas schließen sich in ihrer Beschaffenheit eng an die ägyptischen Verhältnisse, besonders diejenigen der Küstenlandschaften Marmarika und Mariut im W des Nildeltas an. Von dort habe ich schon früher[2]) mehrere (im ganzen 4) parallele Bodenwellen oder Hügelrücken (mit dazwischen liegenden Längstälern) beschrieben, wovon ich die äußerste dem jüngeren Diluvium (IV), die drei hinteren ihrer Entstehung nach dem älteren und mittleren Diluvium (d. h. gleichzeitig mit der II. und III. Eiszeit in Europa) zurechnen möchte. Dieselben bestehen wesentlich aus oolithischem oder pisolithischem Grobkalk mit Schalentrümmern von *Pectunculus*, *Cardium edule*, *Donax*, *Cerithium conicum*, seltener *Strombus coronatus* usw., den wir auch als „Kalkstein von Mex" und Baustein von Alexandria in dem

---

[1]) Vgl. Blanckenhorn: Das marine Pliocän in Syrien. Erlangen 1891. S. 43.

[2]) Geologie von Ägypten IV, 1901, S. 417.

nördlichsten, geradlinig nach NO gestreckten Küstenwall weit über Alexandria hinaus bis Abukir verfolgen können. Die Bildung dieser 4 Hügelketten erklärte ich mir durch periodische Hebungen längs der ehemaligen Meeresküste, und zwar verbunden mit schwacher Aufpressung langer schmaler Uferschollen unter Bewahrung der Horizontalität der Schichten. Während der Grund des nördlichen Meeres sich (staffelförmig) einsenkte, wurde die Küstenpartie gleichzeitig mit Unterbrechungen ruckweise emporgedrückt, eine Erscheinung, die wir auch an den Küstenterrassen und Korallenriffen des Suezgolfs und an der palästinensischen Küste beobachten können. Die inneren Ketten oder Schollen sind zuerst gehoben und trocken gelegt, während die folgenden noch von den Fluten bedeckt waren, und da die spätere Hebung sich auch noch mit auf die inneren übertrug, sind letztere als länger gehobene höher geworden. Die Maximalhöhe, die sie im nordwestlichen Ägypten erreichen, beträgt 118 m. Später, in der historischen Zeit, als für einige Teile der Ägyptischen und Palästinensisch-Syrischen Küste eine unregelmäßige Senkung begann, hat die Brandung die äußersten, relativ jüngsten, wieder teilweise zerstört und so eine ganze Anzahl Häfen geschaffen wie Alexandria, Jaffa, Athlit, Sidon, Tyrus usw.

Besonders drastisch sind die Verhältnisse bei Athlit an dem Westfuße des Karmel, wo 2 Hügelzüge durchbrochen bzw. ins Meer versenkt sind, wie die umstehende Skizze (Fig. 2) und Querprofil (Fig. 3) auch ohne weiteren Kommentar erkennen lassen. Die 3 hier vorhandenen Bodenwellen oder alten Küstenterrassen lassen sich einigermaßen denjenigen an der Mariutküste bei Abusir, Bir Hamâm, die ich in dieser Zeitschrift 1901, S. 417 bis 422 beschrieb und auf Tafel XIV, Fig. 1 im Profil zeichnete, vergleichen.

Die Geologie der Mittelmeerküste Palästinas ist sonst noch relativ wenig studiert worden und bedarf weiterer Untersuchungen. Was bis jetzt davon bekannt ist, werde ich in meiner späteren Monographie der Geologie Palästinas zusammenstellen.

Von festen Gesteinen spielt in erster Linie ganz wie in Ägypten ein meist oolithischer Muscheltuff oder Kalksandstein die erste Rolle. Dieses charakteristische, leicht wieder zu erkennende Gestein ist ein ausgezeichneter Baustein, so daß er schon in der Zeit der Römer, als man für Baumaterial ein besonderes Interesse und geschärftes Auge hatte, weit ins Innere des Palästinensischen Landes transportiert wurde. So fand ich den Oolithkalk namentlich in den Ruinen des alten Herodes-

palastes im N von Jericho, in Kumrân und Engedi am Toten Meere. Da ich die Verwendung dieses Gesteines im Innern des Landes und seinen Transport ins Jordantal nicht früher zurückdatiere als eben in die Römerzeit und als Kennzeichen

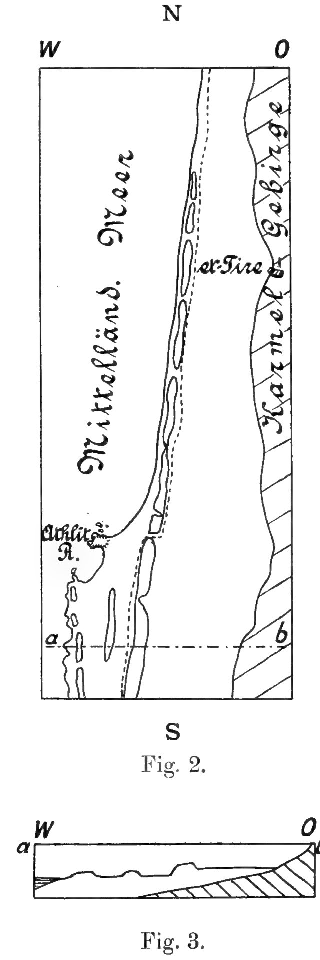


Fig. 2.

Fig. 3.

der Herodianischen Epoche ansehe, schließe ich auch schon aus diesem Grunde, daß die Ruinen von Kumrân höchstens in die Herodianische Zeit fallen, nicht aber, wie CLERMONT-GANNEAU einmal vermutet hat, mit dem mythischen prähistorischen Gomorrha der Genesis etwas zu tun haben.

Die harten Kalke und Kalksandsteine setzen aber nicht für sich allein die Küstenebene zusammen. Vielmehr beteiligen sich daran: loser, kalkiger, weißer Kalksand, rotgelber bis intensiv roter Quarzsand, der sich auch zu Sandstein verfestigt, und schwärzlicher Lehm, den man wohl Schwarzerde nennen könnte. Der letztere bedeckt die großen, ebenen, im Winter sumpfigen Flächen; die Farbe erklärt sich leicht (ähnlich wie bei den Schwarzerden anderer Länder, z. B. West-Marokkos), insofern als in der Winterszeit unter dem stehenden Wasser eine Zersetzung der Humussubstanz verhindert, letztere daher angereichert wird, im Sommer aber wieder durch die Trockenheit der oberen Bodenschicht geschützt wird.

Etwas schwieriger scheint mir die Erklärung der auffällig roten Dünensande. Bei Beirût, von wo die roten Dünensande des Pinienwäldchens und am Râs Beirût den Touristen wohl bekannt sind, könnte man die Sande noch allenfalls auf die im O so verbreiteten cenomanen, vorherrschend braunen und roten Sandsteine am Libanonabhang zurückführen. Aber im Westjordanland fehlen diese alten Sandsteine durchaus, und doch führt die Ebene Saron die gleichen roten Dünensandmassen.

J. Walther bezeichnet rotgelbe Farbe und rötliche Dünensande als Charakteristikum der Wüste. Vielleicht wird ihm der rote Sand der Syrischen Küste auch als Beweis eines in alluvialer Zeit hier herrschenden Wüstenklimas gelten[1]).

Die auf der künftigen landwirtschaftlichen Versuchsstation in Athlit hoffentlich anzustellenden Bodenuntersuchungen werden vielleicht auch diese Frage einer Lösung näher führen.

Das Süßwasserpliocän und älteste Süßwasserdiluvium (I) in Mittel- und Nord-Syrien.

Die Süßwasser-Pliocänbildungen Syriens sind nach ihrem Vorkommen und Lagerung ziemlich eng mit denjenigen des ältesten Diluviums (d. h. des Äquivalents der ersten unter den 4 europäischen Eiszeiten) verknüpft, während letztere sich andererseits scharf von denjenigen des ganzen übrigen Diluviums geschieden zeigen. Es empfiehlt sich daher auch bei der folgenden Behandlung des Stoffs, keine Trennung zwischen Pliocän und Unterstem Diluvium (I) vorzunehmen, vielmehr

[1]) Vergl. dazu meine Entgegnung: „Der Buntsandstein ist keine echte Wüstenbildung". Diese Zeitschr., Bd. **59**, 1907, Monatsber. S. *304—8*.

diese beiden für sich gut charakterisierten Stufen in einem gemeinsamen Kapitel zu besprechen.

Um die betreffenden Ablagerungen Palästinas besser zu verstehen, müssen wir diejenigen Mittel- und Nordsyriens, welche ich schon früher beschrieben habe[1]), kennen lernen und zum Vergleich heranziehen.

Von der Stadt Zahle im östlichen Libanon kennen wir schon durch O. Fraas eine neogene Mergelbildung, reich an Süßwasserconchylien, namentlich Planorben, Limnäen und Hydrobien, welch letztere Fraas damals mit der *Litorinella acuta* des Mainzer Beckens identifizierte, ich selbst dann als neue Art unter dem Namen *Hydrobia Fraasi* unterschied. Sie lagern dort diskordant über dem eocänen Nummulitenkalk, bilden den Untergrund der Stadt und werden am unteren Bardûnital am Ostgebirgsrand von einem über 100 m mächtigen Komplex von Konglomeraten bedeckt, die unter 45° nach OSO zur Bekâ'a, der großen Grabensenke von Mittelsyrien, einfallen. Die Fauna der Hydrobienmergel, welche mir in neuen Aufsammlungen durch die Herren Day und Zumoffen in Beirût zur näheren Prüfung vorliegt, ist ungefähr halb ausgestorben, zur anderen Hälfte noch heute vertreten. Ich habe daher diese Bildungen als Pliocän (entsprechend den Paludinenschichten oder der Levantinischen Stufe) und die ihnen folgenden Konglomerate als Unterstes Diluvium aufgefaßt.

Die Planorben-Hydrobien-Mergel wiederholen sich nun in Form blauer Kalke, aber mit der gleichen Fauna an mehreren Punkten weiter östlich von Zahle bei el-Kerak Nûh, bei Serrin und am Harf Râm el-Kabsch hoch im Antilibanon. Es existierte also in jener Zeit eine ostwestliche Kette von Süßwasserseen, die eine ganz andere Erstreckungsrichtung von Depressionen andeuten, als wir sie heute im Libanon und Antilibanon wahrnehmen. Diese Ostwestrichtung würde etwa derjenigen der oben erwähnten tiefen, schmalen, pliocänen Meeresbucht zwischen Mittel- und Nordsyrien parallel verlaufen. Was die aufgerichteten Konglomerate betrifft, so konnte Zumoffen dieselben am Ostfuß des Gebirges von der Mündung des Bardûni NNOwärts bis el-Hadeth im W von Baalbek verfolgen. Weiter erkennt man sie im Wechsel mit Kalkbänken auch mitten in der Bekâ'a zwischen Mâr Marûn, Hörmül, el-Kasr und Riblah, wo der Orontes durch die steilaufgerichteten Konglomeratbänke in tiefer Schlucht sich durchwindet. Diener hat ihnen s. Z.

[1]) Zur Kenntnis der Süßwasser-Ablagerungen und -Mollusken Syriens. Palaeontogr. **44**.

eocänes Alter zugeschrieben. Bei Hit auf dem Dschebel Akkum, dem NO-Ausläufer des Libanon, erschienen solche Kalkkonglomeratbildungen sogar auf der Wasserscheide zwischen Orontes und dem Nahr el-Chalîd, dem Südarm des Nahr el-Kebîr, und endlich im Tal des Nahr el-Chalîd selbst am Dschisr el-Kâmar neben Basalt. Wenn diese Konglomerate und Kalke wirklich, wie wir aus ihrer konkordanten Auflagerung auf dem fossilführenden Pliocän von Zahle vorläufig schließen, altdiluvial sind, so kommen wir zu folgenden Schlüssen:

Das Älteste Diluvium I war eine unruhige Periode großer Niederschläge und intensiver Gebirgsbildung. Mächtige Konglomerate wurden aufgeschüttet am Außenrande des sich westwärts infolge Faltung erhebenden Libanongebirges, da, wo eine große vorher nicht existierende Depression in der Richtung NNO, ein Längstal, entstand. Die Konglomerate selbst aber wurden teilweise von der Auffaltung noch mitergriffen und aufgerichtet.

In Nordsyrien am Mittellauf des Orontes sehen wir ähnliche Verhältnisse. Das binnenländische Pliocän bleibt dort freilich aus. Im O von Kal'at Sedschar und von da über Kal'at el-Mdik bis Dschisr esch-Schughr verbreitet sich über dem Eocän eine große Süßwasserformation, bestehend aus Kalk, Sandstein, Geröll, Konglomeraten und Ton. Auch diese ist in ihrer Lagerung gestört. Ein Teil nimmt den Boden der Grabensenke ein, andere Schollen bedecken das Hochplateau im O oder sind am Westrand des Grabens, d. h. am Ostabfall des Nuseiriergebirges, durch Verwerfungen verschoben und in gleiches Niveau neben älteres Gebirge gerückt[1]). Der gelegentlich der Einbrüche an den Randspalten des Grabens emporgedrungene Basalt hat sich über sie ergossen. Bei Dschisr esch-Schughr und Kal'at el-Mdik zeichnet sich diese den Boden des Ghâb einnehmende Süßwasserablagerung durch einen ungewöhnlichen Reichtum an Fossilien aus, unter denen Melanopsiden durch ihre Zahl wie Formenfülle die erste Rolle einnehmen. Hier ist man berechtigt, von einer Melanopsisstufe zu sprechen. Die Fauna enthält teils ausgestorbene reichverzierte charakteristische Melanopsiden und Viviparen, die lebhaft an die Formen der allerobersten, nicht aber der tieferen Paludinenschichten in Europa erinnern, teils viele noch jetzt lebende Arten der syrischen Flüsse; meines Dafürhaltens fällt die Entstehung speziell der unteren fossilreichen Bänke von Dschisr esch-Schughr gegen den Anfang des Altdiluviums.

---

[1]) Vgl. Fig 3: Querprofil durch das Ghâb oder mittlere Orontestal auf S. 78 meiner Abhandlung zur Kenntnis der Süßwasserablagerungen usw.

Weiter nordwärts in der Umgebung des Sees Ak Deniz nordöstlich Antiochia werden ähnliche melanopsisreiche Mergel von dem marinen Pliocän der ehemaligen Bucht am unteren Orontes unterlagert.

Das Süßwasserpliocän und älteste Diluvium (I) in Palästina.

Wenden wir uns nun mit der so gewonnenen Einsicht nach Palästina in die Fortsetzung des Syrischen Grabens, das Jordantal, und suchen nach entsprechenden Bildungen.

Am Westufer des Tiberiassees zwischen dem ʿAin el-Fûlîje und dem Nordtor der Stadt Tiberias fand ich unter der dort herrschenden Basaltlava und Tuffbreccie und nur 8—10 m über dem Seespiegel eine Bank oolithischen Kalksteins, erfüllt von zierlichen Schalen meiner *Hydrobia Fraasi* im Wechsel mit Mergel und Seekreide. Etwas südlicher bei der Judenkolonie Melhamije auf dem Westufer des Jordans südlich vom Tiberiassee erkennt man wenig über dem Fuß des Gebirgsabhangs schwachgeneigte Schichten von weißer Seekreide und Oolithkalk mit vereinzelten Schalen von *Hydrobia Fraasi* und Travertin mit Planorben und Limnäen. Die Bewohner von Melhamije brechen diesen Kalk als Baustein ihrer blendendweißen Häuser. Höher folgen die mächtigen Aufschüttungen basaltischer Massen, welche die Berge im W des Tales aufbauen. Wandert man nun von Melhamije zu der nahegelegenen Station der Hedschazbahn Dschisr el-Medschami am Übergang dieser Bahn über den Jordanfluß, so trifft man am Wege mehrfach teils horizontal gebliebene, teils steilgestellte und gefaltete Schollen von Konglomeratbänken und Mergelsandstein, die im Aussehen an die Muschelbreccie des Ghâb bei Kal'at el-Mdik und die Konglomerate der Bekâ'a erinnern. Sie zeigen sich erfüllt von Schalen gerippter Melanopsiden, glatter Viviparen, Neritinen und Unionen. Das sind der Mehrzahl nach Arten die heute noch in Palästina leben, doch sind zwei Arten von *Melanopsis* und die eine *Vivipara* ausgestorben. Die letzte Gattung, die ich auch im Ghâb fossil vertreten fand, fehlt der heutigen Süßwassermolluskenfauna Syriens ganz. Nach dem Vergleich mit Mittel- und Nordsyrien erscheint es unerläßlich, daß wir die Oolithkalke und Travertine von Tiberias und Melhamije mit *Hydrobia Fraasi* und Planorben zum Pliocän, die aufgerichteten Konglomerate mit zahlreichen Melanopsiden und vereinzelten Viviparen zum ältesten Diluvium rechnen. Zur Zeit der von Hydrobien usw. bewohnten ostwestlichen Süßwasserseen von

Zahle muß auch in der Gegend des Tiberiassees bis Melhamije infolge eines ersten nur lokalen Einbruchs ein ausgedehnter Binnensee existiert haben, der die gleiche Fauna enthielt. Dieser ruhigen Periode folgte auch hier eine unruhige Schotteranhäufung, Gebirgsbewegung und basaltische Ergüsse. Nur ein Unterschied läßt sich vielleicht bemerken. Bei Melhamije und Tiberias liegen die Basalte direkt auf dem Pliocän, nicht auf dem Altdiluvium (I), und die Altdiluvialkonglomerate von Dschisr el-Medschami enthalten auch schon Basaltgerölle. In der heutigen Umgebung des Tiberiassees scheinen danach die Basalteruptionen etwas früher begonnen zu haben als bei Dschisr esch-Schughr und vielleicht auch bei Homs. Dieser Gegensatz bezieht sich aber höchstens auf die unmittelbare Umgegend des großen Grabens. Daß es im übrigen Nordsyrien auch ältere, namentlich miocäne Basaltergüsse gegeben hat, habe ich schon früher mit Bestimmtheit nachgewiesen[1]).

Wir müssen ein bedeutendes Stück nach Süden wandern, um weitere Reste altdiluvialer Ablagerungen im Grabengebiete zu erkennen. Das ist erst wieder eine Tagereise südlich vom Ende des Toten Meeres der Fall in der Umgegend der Karawanenstation et-Tlah. Der westliche Abfall des östlichen Gebirges zum Wadi el-'Arabah setzt sich hier aus einem mächtigen versteinerungsleeren Komplex von Kalkkonglomerat und feinem Kalk- und Feuerstein-Grus zusammen, die bei wechselndem Einfallen den kalkigen Kreideschichten diskordant auflagern. Sie bilden aber dort nicht nur einen Teil der Abhänge am Gebirgsfuß, sondern erscheinen auch in größeren Schollen aus steilaufgerichteten Schichten in der 'Arabahsenke selbst, also ähnlich wie die Konglomerate am Orontes in der Bekâ'a am Dschisr el-Hörmül.

Das Süßwasserpliocän und älteste Diluvium (Dil. I) Ägyptens.

Auch in Ägypten ist Süßwasserpliocän vorhanden. Im Süden der Oase Siuah gibt v. Zittel löchrige Kalke in großer Verbreitung an, die von Schneckenschalen: Hydrobien, *Physa*, *Limnaeus* und *Planorbis* herrühren, dann auch Quarzitsandstein und Süßwasserquarz. v. Zittel bezeichnet diese Schichten, die dort dem marinen Grobkalk auflagern, als Obermiocän. Die löcherigen Schneckenkalke erinnern aber an die pliocänen

[1]) Grundzüge der Geologie und phys. Geogr. von Nordsyrien, Berlin 1891.

von Melhamije, worauf ich hier wenigstens aufmerksam machen möchte.

Kalkbänke mit Hydrobien, *Bythinia*, Cerithien, Melanien und einer Ostracode *Cytheridea* spielen übrigens auch im Wadi Natrûn am Gart Muluk und bei Beni Salameh eine gewisse Rolle. Sie bilden dort einen Teil der wechselvollen fluviomarinen, d. h. bald marinen, bald fluviatilen oder lakustren Schichtenreihe des Pliocäns.

Altdiluvium (I) mit Melanopsiden[1]) und Viviparen, meine „Melanopsisstufe", wurde von mir im Niltal bei Cairo (hier in brackischer Ästuarien-Facies) und an der Mündung des Sanûr und Wadi Rajâde nachgewiesen. Bei Cairo wie am

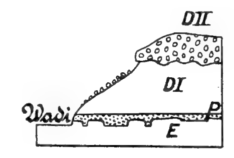


Fig. 4.

Profil des Diluvium und Tertiärs östlich von Gabal en-Nûr (rechtes Nilufer)[2]).

DII = Diluviale Hauptterrasse. *DI* = Melanopsisstufe. *P* = Marines Pliocän. *E* = Eocän.

Sanûr folgt diese Formation der marinen Cucullatastufe, ist stets horizontal gelagert und nach oben gewöhnlich ziemlich konkordant und untrennbar eng mit den nächstjüngeren Diluvialschottern (Diluvium II) zu einer ungewöhnlich mächtigen Hauptterrasse (Diluvium I + II) verbunden (Fig. 4). Hier liegen also die Verhältnisse anders wie in Palästina, wo wir die beiden älteren Diluvialschotter durch ihre verschiedene Lagerung scharf von einander getrennt sahen. Die tektonischen Störungen gegen Ende der Melanopsisstufe, welche in ganz Syrien diese Diskordanz zwischen der ersten und zweiten diluvialen Schotteranhäufung verursachten, fehlen eben in Ägypten. Hier fielen die letzten erheblichen Dislokationen teils dem Beginn des Pliocäns oder der Cucullatastufe, teils dem Ende

---

[1]) Wie in Palästina die Viviparen sich nur auf den einen Horizont meines ältesten Diluviums beschränken und in der Jetztzeit fehlen, so gilt das gleiche in Agypten für die sonst im ganzen Mittelmeergebiet so verbreitete Gattung *Melanopsis*.

[2]) Vergl. diese Zeitschr. Bd. **53**, 1901, S. 373.

desselben oder dem Beginn der Melanopsisstufe zu. Dadurch ist der ganze Gegensatz in der Ausbildung dieser terrestren Ablagerungen in Ägypten und Syrien erklärt.

Das eigentliche Süßwasserdiluvium (II—IV).

(Die mutmaßlichen Äquivalente der Mindel- und späteren Eiszeiten Europas.)

Bei der geringen Entfernung zwischen Jordantal und unterem Niltal ist a priori anzunehmen, daß gewisse Beziehungen in der Ausbildung gerade der Diluvialablagerungen beider Flußtäler und ihrer Seitentäler existieren, daß eine Gliederung derselben, die für das eine Tal Geltung hat, auch auf das andere in den Hauptzügen Anwendung finde. Denn eine Gliederung fluviatiler oder lakustrer Schichtenkomplexe hängt zumeist mit Klimaänderungen zusammen, die bei zwei so nahe liegenden Gebieten nicht wesentlich verschieden gewesen sein können.

Meine eigene Auffassung der Diluvialablagerungen des Niltals, die ich während meiner ersten Studien im Niltal 1897 bis 1899 und 1902 gewonnen hatte, stand nun aber durchaus nicht im Einklang mit den früher, 1896[1]) von mir vertretenen Ansichten zur Geschichte des Jordantals in der Quartärperiode. Eine nochmalige genaue Nachprüfung und Vergleich des Diluviums an beiden Plätzen erschien daher wünschenswert. Eine mit Unterstützung der Königlichen Preuß. Akademie der Wissenschaften unternommene Reise nach Ägypten im Jahre 1906, bei der ich das Niltal und seine Wadis an zahlreichen Plätzen vom Delta bis Assuan studierte, brachte zunächst als Resultat eine Revision meiner Anschauungen auch über die Geschichte des Niltals und seiner Wadis während der Quartärperiode. Im Jahre 1908 bei der großen Hamidije-Expedition konnte ich endlich in gewünschter Weise auch dem Diluvium des Jordantals meine volle Aufmerksamkeit zuwenden und über dasselbe eine richtige Anschauung gewinnen, die nun mit meiner neusten bezüglich Ägyptens sich inden wesentlichen Punkten in Einklang befindet.

Die Diluvialablagerungen im Niltal und den Wadis Ägyptens.

Bei den Diluvialablagerungen im Niltalgraben haben wir zu unterscheiden zwischen einer peripherischen Rand-

---

[1]) Entstehung und Geschichte des Toten Meeres Zeitschr. d. Deutsch. Palästina-Vereins.

oder Wadifacies, d. h. den hier ungewöhnlich mächtigen Deltaaufschüttungen der Seitentäler oder Wadis, und der zentralen Facies des Nilstroms. Beide lassen sich ziemlich scharf auf einer geologischen Spezialkarte, z. B. der Gegend von Theben oder am Wadi Sanûr südlich Beni Suëf usw., durch Linien voneinander trennen.

Die Wadifacies besteht aus Schottermassen (Breccien, Konglomeraten und Kiesen) aus den Gesteinen der Arabischen und Libyschen Wüste, d. h. wesentlich Kalken, Mergel, Dolomit, Kieselkalk, Hornstein und Feuerstein des Eocäns, die nach dem Haupttal zu feiner werden und durch Einschaltung auch gipsführenden Mergeln und eigentümlichen Süßwasserkalken (letztere bei Theben) Platz machen.

Demgegenüber setzt sich die in der näheren Umgegend der heutigen Nilkulturebene herrschende Nilfacies aus drei ganz charakteristischen, niemals zu verkennenden Gebilden zusammen: 1. kleineren Geröllen aus Nubischem Sandstein, Granit, Syenit, Porphyren verschiedenster Art, Diorit, Quarz, Achat, grünem Schiefer, Gneis, Epidotfels usw., kurz solchen Gesteinen, die sich nur im oberen Nilgebiet anstehend vorfinden. (Das Wadi Qeneh macht eine Ausnahme, indem es, aus dem Gebirge am Roten Meere kommend, ebenfalls derartige alte krystallinische Gesteinsarten führt, also eine Rolle ähnlich dem Niltal selbst spielt.) 2. bunten Spatsanden vorherrschend rötlich gelb, aus Quarz, Feldspat, Hornblende, Magneteisen und Glimmer. 3. Nilschlamm.

Selbstverständlich trifft man innerhalb der Nilfacies auch eingeschwemmte Trümmer der Rand- oder Wadifacies, aber nicht umgekehrt.

Auf Grund dieser charakteristischen Nilfacies kann man nun die Spuren des Nils in der Vergangenheit weit zurück verfolgen, ja auch seines Vorgängers, des von mir so genannten Urnils, der von der Oligocänzeit bis ins Pliocän im W des heutigen Niltals sein Wesen trieb. Im Niltalgraben selbst, der, wie oben erwähnt, erst zu Beginn des Pliocäns wesentlich durch Einbruch, weniger durch Erosion entstand, hatte ich früher für die erste Zeit seiner Existenz nach dem Rückzug des Pliocänmeeres während des Diluviums I und II eine Reihe von großen Süßwasserseen angenommen ohne einen strömenden richtigen Nilfluß und das erste sichere Erscheinen des letzteren in das mittlere Diluvium (III) verschoben. Meine neuen Studien nun bewiesen mir, daß die charakteristischen Nilgerölle und Sande, ja sogar die Nilerde schon während des Unterdiluviums oder

Pluvials[1]) auftauchen, also der Nilstrom als solcher ebenso wie auch das Wadi Qeneh älter sind. Beim Verfolgen der gewaltigen Haupterrasse am Unterlauf einer ganzen Anzahl Wadis, so vor allem des Wadi Abu Girua bei Erment, Chaui esch-Schellauit, Chaui er-Remêle, Chaui ed-Dôma bei Theben, Wadi Qeneh[2]), Wadi Sanûr, ist es mir gelungen, in horizontaler Richtung aus dem Wadi durch das ganze Delta bis zu dessen Stirnrand an der Niltalebene in der gleichen ältesten Flußterrasse folgenden Schichtenwechsel zu beobachten: Breccien an der Grenze gegen das unterlagernde Eocän, Konglomerat von wohlgerundeten, groben Geröllen, Kies, graue Mergel mit Gips oder weißen Kalk im Wechsel mit Geröllbänken, Nil- (bzw. Qeneh-) Kiesel und bunten Sand, Nilerde im Wechsel mit Nilsand. Es gibt also auch schon im Unterdiluvium (I + II) eine Nilterrasse mit typischen Nilablagerungen, die sich in den Schuttkegeln unmittelbar an diejenige der Hauptterrasse der Wadis als direkte Fortsetzung nilwärts anschließt. An vielen anderen Plätzen ist freilich gerade dieser vom Nil angeschüttete Terrassenteil durch die später folgende intensive Erosion wieder vernichtet, so daß mir früher diese Beweise für das Vorhandensein einer Nilströmung während des Unterdiluviums entgangen waren.

Verfolgt man nun das Gebiet der wohlausgeprägten randlichen Wadifacies längs des Niltales flußaufwärts und vergleicht diese Gebilde im ganzen nach ihrer Mächtigkeit und Verbreitung mit der zentralen Nilfacies, so wird man sich bald einer auffälligen Erscheinung gegenübersehen. Südlich etwa vom Breitengrade von Edfu ändert sich nämlich das Bild der Diluvialablagerungen, insofern die vorher so übermächtige Wadifacies mehr und mehr zurücktritt zugunsten der bald allein herrschenden Nilfacies. Wir kommen damit zu folgenden Schlüssen. Im nördlichen größeren Teil Ägyptens scheinen die Wadis oder beiderseitigen Zuflüsse des Nils in der diluvialen Vergangenheit ungleich stärker an den Aufschüttungen beteiligt zu sein als der eigentliche Nilstrom in des Tales Mitte, der vielleicht nur durch die Zuflüsse von O und W innerhalb Ägyptens Grenzen so bedeutend anschwoll und transportfähig wurde, weniger aus

---

[1]) Die Unterstufe des Oberen Pluvials oder Diluviums II mit ihren vorherrschenden Schottermassen erscheint jedenfalls bestimmt rein fluviatil mit schnellströmenden reißenden Wasserfluten, während allerdings das Untere Pluvial oder meine eigentliche Melanopsisstufe teilweise, d. h. lokal lakustren Charakter trägt, und auf relativ ruhiges fast stehendes (? lokal aufgestautes) Seewasser hinweist, demnach auch als fluviolakuster bezeichnet werden kann.

[2]) Vergl. Blanckenhorn: Diese Zeitschr. 1901, S. 407.

eigner Kraft durch Anwachsen in seinem heutigen tropischen Quellgebiet. Steht es einerseits als unzweifelhaft fest, daß die jetzt trocknen Wadis nördlich vom 25. Breitengrade während des älteren Diluviums äußerst wasserreich waren, also hier im eigentlichen Ägypten gewaltige Niederschläge zu Boden gefallen sein müssen, so kann auf der anderen Seite ein solches erhebliches Mehr an Niederschlägen für das Nilzuflußgebiet weiter südlich noch nicht mit solcher Sicherheit behauptet werden. Man vergleiche nur die Diluvialablagerungen und Deltaaufschüttungen der Wadis im südlichsten Ägypten, beispielsweise des Wadi Abu Agag bei Gezire nördlich Assuan mit solchen in der Gegend von Theben, wie des Wadi Abu Girua und Uadijen, die sicher beide nicht länger sind bzw. kein größeres Zuflußgebiet aufweisen als erstgenanntes. Und doch ist am Wadi Abu Agag kaum ein besonderer Deltaschuttkegel vorhanden, während die anderen am Unterlauf eine Schotterterrassenbildung zeigen, wie man sie sich nicht besser wünschen kann.

Der Schluß, den wir aus solchen Beobachtungen, die noch speziell für Nubien und den Sudan weiterer Ergänzung bedürfen, ziehen, wäre der, daß in der südlichsten Zone Ägyptens und in Nubien, also in der südlichen Hälfte des nordafrikanischen Wüstengürtels, während der Diluvialzeit kein vom heutigen so sehr erheblich abweichendes Klima geherrscht hat als in der nördlichen. Vielmehr könnten hier schon seit der Tertiärzeit dauernd trockne, den heutigen ähnliche Zustände gewesen sein.

Diese hier unabhängig gewonnene Hypothese stimmt vortrefflich zu den Beobachtungen und Annahmen einiger nordamerikanischer Gelehrten und PENCKS [1]) betreffend die Permanenz der Wüstengürtel der Erde abzüglich des Nordsaums derselben, der in Afrika Ägypten, das Atlasgebiet und die Nordsahara umfassen würde.

Aber auch im eigentlichen Ägypten ist das von allen einsichtigen Kennern der Verhältnisse (mit alleiniger Ausnahme von JOH. WALTHER) anerkannte feuchte Klima der diluvialen Vergangenheit doch nicht von solcher Dauer gewesen wie bei uns in Europa. Das heutige Wüstenklima reicht etwas weiter in die Diluvialzeit zurück als das Klima der Jetztzeit bei uns im Norden. Ich habe schon früher [2]) die Ansicht ausgesprochen, daß die vorletzte Eiszeit, unsere sogenannte Haupteiszeit, in

[1]) Die Morphologie der Wüsten. Vortrag, gehalten auf dem XVII. Deutschen Geographentag zu Lübeck. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1909, N. 7, S. 454.

[2]) Die Geschichte des Nilstroms in der Tertiär- und Quartärperiode. Zeitschr. d. Ges. für Erdk. Berlin 1902, **37**, S. 120.

Ägypten klimatisch viel weniger scharf als die erste diluviale Eiszeit, immerhin aber doch noch zum Ausdruck komme, die letzte diluviale Eiszeit aber in Ägypten kaum noch in ihren Wirkungen von der Alluvialzeit im engeren Sinne unterschieden ist. Mit andern Worten: seit dem Ende der vorletzten Eiszeit ging das Klima bereits ohne weitere Oszillation in das heutige Wüstenklima über.

Um das zu begründen, bedarf es eines Eingehens auf die Gliederung der Diluvialablagerungen Ägyptens. Da ich seit 1906 eine größere monographische Darstellung der „Pliocän- und Diluvialbildungen des ägyptischen Niltals und seiner Wadi“ in Vorbereitung habe[1]), die auf diese Dinge in erschöpfender Weise eingehen wird und baldigst veröffentlicht werden soll, will ich mich in dieser Beziehung hier kurz fassen.

In Ägypten wie auch in Palästina gibt es nur 2 selbständige Perioden der Akkumulation von Schottermassen in Form von Terrassen und Deltas. Die erste umfaßt den weiten Zeitraum meines Diluviums I und II zusammen, d. h. der ersten und zweiten von den 4 Eiszeiten Europas, der Günz- und Mindeleiszeiten PENCKS. Dieser ersten größten und wichtigsten Niederschlagsperiode können wir am besten den kurzen Namen Pluvialzeit beilegen und ihren terrassenartigen Schotteranhäufungen den der Pluvialterrasse. In den Alpen entspräche sie den Deckenschottern, in Nordwestdeutschland am Rhein wahrscheinlich der Hauptterrasse der Täler. Die Höhe dieser Terrasse an ihrem Innenrande über dem nächstgelegenen Teil der Wadisohlen schwankt zwischen 10 und 70 m, hält sich aber in der Regel zwischen 30 und 60 m. An der Peripherie der Deltas nimmt die Höhe der Terrasse naturgemäß ab, und zwar teils allmählich, teils stufenförmig. Es bildeten sich dort infolge nachträglicher Erosion, welche die obersten Lagen bis zu irgend einer widerstandsfähigen, nun als Decke dienenden Konglomerat- oder Geröllschicht entblößte, sogenannte Erosions- oder Übergangsterrassen, die keinen selbständigen Charakter tragen, da ihnen jede spätere Akkumulation fehlt.

Im Gegensatz zu meinen Ausführungen in dieser Zeitschr. 1901, S. 434—436 fasse ich jetzt einen Teil der früher zur mitteldiluvialen sogenannten Hochterrasse (dm) gerechneten Plateaubildungen zur unterdiluvialen Pluvialterrasse, dagegen manche Stellen meiner ehemaligen Niederterrasse (do) als Mittelterrasse (dm). Das gilt besonders für die hervorragend aus-

---

[1]) Dieselbe soll in Cairo seitens des Ägyptischen Survey Departement bezw. der Geological Survey of Egypt herausgegeben werden.

gebildeten Terrassen am Südufer des unteren Wadi Sanûr, wonach meine Profile a. a. O. S. 370, 373, 435 und 436 Fig. 17, 19 und 26—28 nach Art der untenstehenden Abbildungen Fig. 5—6 zu verbessern sind.

Die mitteldiluviale Terrasse (des Diluviums III), meiner Auffassung nach das Äquivalent der dritten oder Rißeiszeit, welche wir besser anstatt „Hochterrasse" als Mittelterasse bezeichnen können, nimmt niemals die höheren Plateaus oder Stufen am Ufer eines Wadi ein, sondern erscheint immer nur

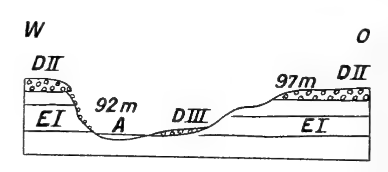


Fig. 5.
Querschnitt eines Armes des Wadi Fakire.

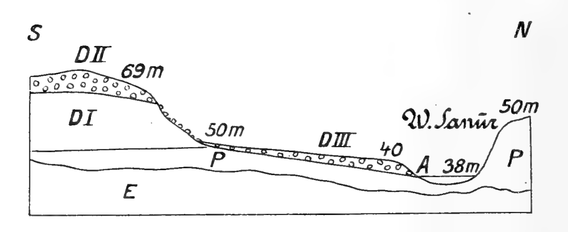


Fig. 6.
Querprofil durch das Wadi Sanûr vor seiner Mündung.

A = Thalsohle, Niederterrasse, Diluvium IV. *DIII* = Mittelterrasse, Diluvium III. *DII* = Hauptterrasse, oberes Pluvial, Diluvium II. *DI* = Melanopsisstufe, Diluvium I, (Gipsmergel mit *Melanopsis*). *P* = Marines Pliocän mit *Ostrea cucullata*, *Pecten benedictus*. *E* = Eocän.

als vermittelndes, freilich selbständiges Übergangsglied zwischen der Decken- oder Pluvialterrasse und der Sohle des Wadis. Oft genug fehlt gerade die Mittelterrasse ganz.

Die trockne Talsohle der Wadi stellt in Ägypten die eigentliche (oberdiluviale) Niederterrasse dar.

Eine weitere Gliederung unserer Pluvialbildungen, die auf eine Unterbrechung dieser mächtigen Schotter-Anhäufungen durch eine trockne Periode, eine Trockenlegung unter vorübergehendem Wüstenklima schließen läßt, ist mir in Ägypten bisher deutlich nur auf der rechten Nilseite an mehreren Plätzen

gelungen, so namentlich in der Abbassije-Ebene bei Cairo nach den Profilen der dortigen tiefen Kiesgruben, am Wadi Urag (Fig. 7) und in mehreren Profilen der Umgegend des Wadi Sanûr (vergl. Fig 4 und 6), wo die Melanopsisstufe in ihrer Ausbildung wesentlich von derjenigen des Diluviums II abweicht und diskordant überlagert wird. Diese Verhältnisse will ich aber hier nicht im einzelnen besprechen. Im übrigen Niltal wird eine durchgreifende entsprechende Gliederung erschwert, indem konkordante horizontale Lagerung von unten bis oben, d. h. von der Melanopsisstufe (G-Eiszeit) bis zu den obersten Deckenschottern (der M-Eiszeit), vorherrscht.

Dieser langen und wohlausgeprägten Periode intensiver Niederschläge, die während des zweiten Diluvialabschnitts

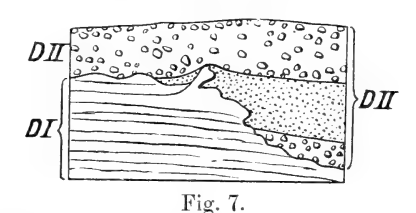


Fig. 7.

Diskordante Auflagerung des oberen Pluvials *DII* (Schotter und Sande) auf dem unteren Pluvial oder der *Melanopsis*stufe am Wadi Urag.

(Dil. II = M-Eiszeit) ihren Höhepunkt erreichte, folgte nun — das geht theoretisch aus allen Untersuchungen an zahllosen Plätzen hervor — eine recht lange Periode ganz intensiv wirkender Erosion ohne Akkumulation, d. h. eine Trockenperiode unter einem etwa dem heutigen entsprechenden Klima.

Erst nach dieser langen Zwischenzeit, die sicher einer großen Interglazialperiode Europas parallel geht, nämlich dem Günz-Mindel-Interglazial im Sinne von Penck-Brückner, kam eine nochmalige Periode relativ vorherrschender Akkumulation unter zunehmenden Niederschlägen im Gebiet der ägyptischen Wadis. Damals wurde eine neue, die Mittelterrasse, aufgebaut, die aber nur etwa $^1/_4$ der relativen Höhe der Pluvialterrasse erreicht und sich derselben am Fuße selbständig anlagert. Wir können sie nach ihrem bekanntesten und augenfälligsten Vorkommen auch als die Qurna-Terrasse bezeichnen, da dieser Ort gegenüber Karnak auf ihr liegt[1]) Auch in dieser Terrasse gibt

[1]) Vergl. G. Schweinfurth: Karte der westlichen Umgebung von Luksor und Karnak (Theben), 1909, Verl. von Dietr. Reimer, Berlin, und Skizze des Gebirges bei Theben in Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde Berlin 1902, Taf. 11.

es eine Wadifacies und eine Nilfacies, und die topographische Grenzlinie, welche beide nach ihrer Verbreitung in der Pluvialterrasse scheidet, gilt ungefähr auch für die Mittelterrasse. Da die Entstehung der letzteren auf ein relativ wenig feuchteres Klima zurückzuführen ist, und seit dessen Ende bis heute ununterbrochen Trockenheit herrscht, können wir die Zeit der Mittelterrasse wohl als eine bloße Unterbrechung der heutigen Trockenperiode durch eine vorübergehende Episode bezeichnen und so das Wüstenklima schließlich bis zum Ende des Pluvials zurückdatieren. Insofern hatte also J. Walther wohl recht, von einer längeren Dauer des heutigen Wüstenklimas zu sprechen; aber Walther ging in seiner Hypothese der Permanenz desselben zu weit, indem er auch das ganze so hochbedeutsame Pluvial leugnete. Von einer solchen Dauer des Wüstenklimas bis in die Tertiärperiode hinein kann gar keine Rede sein.

Es bleibt nun noch übrig, mit einigen Worten der Leitfossilien innerhalb des ägyptischen Diluviums zu gedenken, die für die relative Altersbestimmung wichtig sind. Leider ist es damit, was tierische Reste betrifft, recht schlecht bestellt. Die unterst diluviale Melanopsisstufe sehen wir noch durch ausgestorbene Formen der Gattung *Melanopsis (M. aegyptiaca)* und *Vivipara (Martensi)* charakterisiert, doch sind diese leider nur auf wenige Fundplätze des rechten Nilufers von Cairo südlich bis zum Wadi Rajade beschränkt. Im höheren Diluvium III kennen wir nur die heute nicht mehr in Ägypten lebende *Unio Schweinfurthi* Mart., als bemerkenswertes Leitfossil ziemlich verbreitet, aber leider nicht auf diese Terrasse allein beschränkt, sondern noch bis ins ältere Alluvium (neolithische Periode) reichend.

Um so wichtiger wird der Ersatz durch die menschlichen Artefakte.

Speziell die Mittel- oder Qurnaterrasse liefert in ihren Geröllbänken besonders der ganzen Gegend von Theben eine Fülle von prächtigen und zweifellosen menschlichen Artefakten. Von General Pitt River an bis auf G. Schweinfurth und mich haben viele archäologisch, prähistorisch und geologisch gebildete Forscher in den 3—5 m über der Talsohle sich erhebenden Wänden der Terrasse von Qurna und andern Plätzen derartige Artefakte aus dem Innern des Konglomerats herausgezogen und gemeißelt. Kaum einer dieser Forscher zweifelt heute noch an dem „antiquarischen Wert“ dieser Objekte. Die wichtigsten Formen derselben sind die großen noch etwas einförmigen, halbfertigen Fäustel oder Handschläger aus ovoiden Knollen, die man als die unmittelbaren Vorläufer der Chellesbeile oder Coups de poing chelléens bezeichnet. Sie zeigen grobe

Absp1eißungen auf allen Seiten oder auf der Hälfte oder einer Seite mit Aussparung einer als Handhabe dienenden ganz gelassenen Knollenbasis (daher coup de poing à talon genannt) und streben bereits die spitze und flache Mandelform an. Jedes einzelne dieser Stücke, wovon ich selbst während meines längeren Aufenthaltes in Theben eine erkleckliche Anzahl aus anstehendem Gebirge herauspräpariert habe, zeigt die unverkennbare künstliche Bearbeitung. Andererseits fehlen in diesen Schottern die echten typischen vollendeten Coups de poing chelléens und acheuléens, obwohl diese Leitformen der Chelles- und Acheul-Periode häufig genug auf den feuersteinreichen Hochplateaus hinter Theben und speziell im Flußgebiet der Uadijên, denen die Qurnaterrasse ihre Entstehung verdankt, an der Oberfläche lose herumliegen. Daraus geht mit Evidenz hervor, daß der Chelles- und Acheul-Mensch zur Zeit der Aufschüttung dieser Terrasse noch nicht lebte, sondern grade deren Vorgänger, die das Palaeolithicum erst einleiteten. Diese Vorstufe des Palaeolithicums, die Übergangszeit des Eolithicums zum Chelles, bezeichnet man nach Rutot als **Strépyien.** Dieselbe muß also hier sicher mit der niederschlagsreichen Periode der Mittelterrasse zeitlich zusammenfallen.

Zur weiteren Altersbestimmung bedarf es eines Vergleichs mit den Ergebnissen der paläolithischen Forschungen in Europa. Uns interessiert insbesondere die Frage, wie werden in Europa die verschiedenen menschlichen Kulturstadien, Industrien oder Arbeitsweisen in die verschiedenen Eis- und Zwischeneiszeiten am richtigsten eingereiht. Daß auf dem vom Klima vergleichsweise begünstigten Boden Ägyptens, der uns als einer der wichtigsten Ausgangspunkte der menschlichen Kultur überhaupt bekannt ist, und der durch seinen Feuersteinreichtum gerade die Steinindustrie so begünstigte, der Mensch der Steinzeit in seiner Entwicklung hinter dem Europäer weit zurückgeblieben war, d.h. daß in unserem speziellen Falle der Strépyienmensch dort um eine ganze Eis- und Interglazialperiode später als z. B. in Belgien auftrat, das wird wohl niemand im Ernst glauben. Eher wäre das Gegenteil, daß er dort früher erschienen sei, denkbar. Nehmen wir also einmal an, daß die kulturelle Entwicklung des diluvialen Menschen auf Ägyptens klassischem Boden einen zeitlich parallelen Verlauf genommen hätte wie in Europa. Hier bei uns aber setzen wir jetzt nach den Ergebnissen der allerneuesten Forschungen[1]) den Beginn des Palaeolithicums,

[1]) Nur Penck und Rutot verlegen das Chelléen noch weiter zurück in

d. h. das Chelléen und Acheuléen, in das Ende des vorletzten Glazials und ins letzte Interglazial, das Moustérien in den Schluß des letzten Interglazials, das Aurignacien und Solutréen in das letzte Glazial, das Magdalénien in das Postglazial. Das Préchelléen oder Strépyien würde dann, gerade in das vorletzte Glazial oder die Rißeiszeit, besonders gegen dessen Anfang zu liegen kommen. So kann es sich also bei der Mittelterrasse von Qurna usw., deren Bildung wir einer feuchten, einem Glazial isochronen Periode zuschreiben, nur um das vorletzte oder Rißglazial handeln, aber sicher nicht um das letzte W-Glazial, wie man vom rein geologischen Standpunkt aus nach der Ausbildungsweise der einzelnen Terrasse allenfalls schließen könnte. Es folgt aus allem, daß das vorletzte Glazial in Ägypten klimatisch viel weniger intensiv ausgeprägt war als das vorhergegangene eigentliche Pluvial gleichzeitig mit der Mindeleiszeit.

Dieses Pluvial aber müßte in anthropologischer Beziehung schon der großen eolithischen Periode, d. h. dem Reutelien und Prestien, zeitlich entsprechen und könnte in seinen Schottern Manufakte des eolithischen Menschen oder Eolithe enthalten. Das ist nun tatsächlich der Fall. Viele, wenn auch nicht alle der von Schweinfurth, v. Luschan und mir diesen Pluvialschichten als verdächtig entnommenen Feuersteinstücke zeigen die Benutzung durch den eolithischen Menschen. Ein näheres Eingehen auf diese letzten Verhältnisse[1]) würde uns aber zu weit abführen, da wir uns nunmehr endlich dem palästinensischen Diluvium zuwenden müssen, in welchem übrigens Eolithe im anstehenden Schotter leider noch nicht vorgefunden wurden.

Das Binnendiluvium des Jordantals.

In Palästina fällt das wichtige Ereignis des Grabeneinbruchs des Toten Meeres und Jordantals schon in das Diluvium, nämlich an die Wende des ersten (G-Eiszeit) und zweiten (M-Eis-

---

das vorletzte M.-R. Interglazial. Gerade in dieser Beziehung vermag ich aber genannten beiden Forschern nicht zu folgen, sondern halte den Standpunkt von Mortillet, S. Müller, Boule, Breuil, Obermaier, R. R. Schmidt, Wiegers, Koken u. a. für den richtigeren.

[1]) Nur eine nähere Beschreibung einzelner Vorkommnisse würde hier die etwaigen, z. T. gewiß berechtigten Zweifel beheben können. Mir genügt es vorläufig, durch die unverkennbaren Strépyienartefakte als Leitformen das genaue Alter der Mittelterrasse als strépyien und (nach dem Vergleich mit Europa) entsprechend der Rißeiszeit nachgewiesen zu haben, was in geologischer Beziehung von wesentlicher, auch allgemeiner Bedeutung ist.

zeit) altdiluvialen Abschnitts. Die Ablagerungen des ältesten Diluviums (I) wurden durch Schollenbewegungen noch beträchlich in ihrer Lage verschoben und vielorts aufgerichtet. Die folgenden diluvialen Ablagerungen blieben im ganzen ungestört, im allgemeinen horizontal, wenn auch nachträglich unverkennbare wellenförmige Schwankungen des Geoids durch Hebung bzw. Senkung im großen die Horizontalität beeinträchtigt haben.

Unter den Diluvialablagerungen in der Jordandepression fällt nun die gewaltige Pluvialterrasse des alten Jordantal-Binnensees am meisten ins Auge. Sie nimmt oberflächlich den größten Teil des Jordangrabens vom See Tiberias bis zum Toten Meer ein, zieht sich in einem Kranz um das Tote Meer hin und im Süden des letzteren vom Rand der alluvialen Sebcha wieder weit hinauf ins Wadi ʿArabah, wo sie in einer Meereshöhe von ca. 30 m nördlich unterhalb der 250 m hohen Wasserscheide zum Roten Meere endigt. Bemerkenswert ist die ungleiche Höhe ihres Außenrandes (auch abgesehen von den zahlreichen lokal beschränkten Deltabildungen an den Wadimündungen), besonders in der Richtung der Längserstreckung N—S, was ich mir nur durch nachträgliche verschieden starke Senkungen, d. h. Änderungen des Geoids erklären kann. Am Nordende des Tiberiassees ist keine Spur dieser Terrasse zu beobachten. Sie beschränkt sich auf die südliche Hälfte oder gar das südliche Drittel, indem sie erst jenseits der Mitte des Sees auf dem östlichen Ufer unter Kalʿat el-Hösn langsam sichtbar wird und nach S bei Samach am Südufer bis zu 8 m über dem Seeniveau (d. h. 194 m über dem Toten Meere) ansteigt. Von der Ausmündung des Jordan an fällt das Oberflächenniveau der Terrasse namentlich in dem mittleren, vom Jordan durchströmten Teil schnell, so daß hier dieser Hauptteil des Jordantals einen nach oben geschlossenen, nach unten am Toten Meere offenen Trog bildet, der wesentlich dieser einen großen Pluvialterrasse zufällt. Nur die breite langgestreckte N—S-Terrasse von Beisân (98 m Meereshöhe = 294 m über dem T. M.) ist eine (höhere) dem Jordan parallel vorlaufende Terrasse für sich, aufgebaut aus mächtigen Kalksintermassen, deren Bildung von der mittlern Diluvialzeit an bis heute anhält. Bei Jericho (ca. 144 m über dem T. M.) liegt der Rand des Jordantaltrogs (z. B. am ʿAin Sultane) noch ca. 160—164 m über dem Toten Meere, fällt aber dann vergleichsweise schnell zu letzterem ab. In der Umgebung des nördlichen oder Hauptteils des Toten Meeres erreichen die Außenränder der Pluvialterrasse ihr Minimum. Dieser Teil stellt wieder einen besonderen, am allertiefsten eingesenkten Trog dar. Die Pluvialterrasse zeigte in Chirbet Kumrân an

der NW-Ecke des Sees 68 m, westlich ʿAin Feschcha am Gebirgshang nur 45—55, ebenso am Nordufer des Sees südlich Kasr Hadschla 52 m, die höchsten Plateauteile der Lisânhalbinsel 45—55 m über dem T. M. Am Südende des Toten Meeres beobachten wir wieder ein beträchtliches Ansteigen der höchsten Seeterrasse wie bei Jericho, der Dschebel Usdum zeigt schon 165—170 m, die Südumrandung der Sebcha 233—245 m. Von da geht es ins Wadi ʿArabah weiter empor. Bei et-Tlâh mißt der Rand der Pluvialterrasse 282 m, am ʿAin Abu Werideh endlich 426 m über dem T. M. Ausführlichere Daten werde ich später geben. Aber schon aus diesen Zahlen müssen wir schließen, daß sich seit der Bildung dieser im ganzen einheitlichen Terrasse die Gegend im Jordantal wenigstens bis zum Südende des Tiberiassees, noch mehr aber das Wadi ʿArabah von der Wasserscheide bis zum Südende des Toten Meeres relativ beträchtlich gehoben oder emporgestiegen sind, dagegen die Gegend am Toten Meere, abgesehen von dessen Südzipfel, sich noch weiter bedeutend gesenkt hat.

In petrographischer Hinsicht besteht diese ausgedehnte Seeterrasse wesentlich aus gipsreichen Mergeln mit vielen Bänken aus teils kreideartig feinpulverigem, teils krystallinischem Gips, die rings an den Rändern durch eingeschwemmte Flußschottermassen ersetzt werden.

Nur am Südende des Toten Meeres ist es teilweise anders. Hier am Dschebel Usdum, wo die Pluvialterrasse am höchsten unmittelbar aus dem See aufragt, zeigen sich die relativ ältesten Teile dieser Terrasse bloßgelegt und merkwürdigerweise in Form von mächtigem anstehenden Steinsalz, bedeckt von Gips und Salzton. Dieses Steinsalzlager muß einer wirklichen Trockenperiode seine Entstehung verdanken. Welche kann das gewesen sein?[1]) Sie muß ziemlich dem Anfang der Diluvialzeit angehören, da das Hangende des Steinsalzlagers, die obern zwei Drittel des Berges, dem obern Pluvial, der Mindeleiszeit, zufallen. Es kann sich demnach sehr wohl um das erste oder

---

[1]) Lartet hatte das Salz des D. Usdum noch der Kreideformation zugerechnet, weil er Trümmer cretaceischer Dolomite und Feuersteine am Ostfuße vorfand, die augenscheinlich vom Gipfel herrührten, er selbst letzteren aber nicht zu erklimmen und näher zu prüfen vermochte. Hull und mir ist es gelungen, auch den Gipfel zu ersteigen und festzustellen, daß erstens die betreffenden Gesteine dort nur als Geröll auf sekundärer Lagerstätte liegen wie über allen Diluvialterrassen, und daß am SSW-Ende des Berges die horizontalen Schichten von Gips, Ton, Mergel ununterbrochen mit denjenigen der randlichen breiten Diluvialterrasse des Plateau Amʿaz zusammenhängen, demnach von gleichem Alter sein müssen.

Günz-Mindel-Interglazial handeln. In Ägypten erhielten wir von ihrer Existenz einen Anhalt unter anderem in dem Diluvialprofil von Abassije bei Cairo. Dort wiesen die typische Wüstenverwitterung und auffällige Lackpolitur der Hornsteingerölle einer Kiesbank inmitten eines mächtigen sonst vorherrschend aus Flußsand bestehenden Schichtenkomplexes und das Vorkommen von schönen Eolithen auf eine längere Trockenlegung des Flußbettes unter Wüstenklima hin.

In Palästina zeigt sich die Wirkung desselben Klimas in der Versalzung und Eintrocknung des noch ganz jugendlichen Binnensees, des ältesten Toten Meeres, der in der folgenden eigentlichen Pluvialperiode, dem Diluvium II, wieder anschwoll und dann erst seinen höchsten Stand erreichte.

Die älteste Geschichte dieses Sees bis zu seiner ersten Eintrocknung stellt sich uns jetzt folgendermaßen dar. Sie geht in ihren letzten Anfängen, wie wir schon sahen, zurück bis ins Pliocän. Schon damals muß wenigstens an Stelle des heutigen Tiberiassees eine wenn auch flache Depression bestanden haben, in der sich die von Hydrobien usw. bevölkerten Gewässer ansammelten und die Oolithkalke zum Absatz kamen. Dann folgte mit dem Diluvium I die erste niederschlagsreiche Episode der Konglomerate mit Melanopsiden und Viviparen, deren Spuren wir außer am mittleren Jordan auch im Wadi ʿArabah erkennen konnten. Sie war noch nicht zu Ende, als die große Katastrophe eintrat, die alle Verhältnisse umkehrte, große Spalten aufriß, an denen die Gebirgsschollen sich verschoben, und in dem ungleichmäßigen Einbruch der großen ʿArabah-Jordansenke gipfelte, wodurch ein großes abflußloses trogartiges Längstal geschaffen wurde. Damit erst waren die rechten Bedingungen zur Existenz eines großen abflußlosen Binnensees gegeben, in den die meteorologischen Gewässer der Umgegend ihr naturgemäßes Sammelbecken fanden. Im direkten Anschluß an diese Erdrevolution ergossen sich aus den eben aufgerissenen Spalten nicht sowohl vulkanische Basaltlaven, als besonders Thermen, wie sie auch heute noch die Umgebung des Toten Meeres auszeichnen. Damals hatten die Thermen wohl bedeutendere Wasserfülle und, da sie aus größeren Tiefen kamen, auch höhere Temperatur und konnten demgemäß auch mehr mineralische Salze in Lösung enthalten als heute, wobei ihr reicher Gas- und Salzgehalt selbst wieder ihre Fähigkeit, die durchflossenen Gesteine des salzreichen Kreidegebirges zu zersetzen, erhöhte. Durch solche Umstände begünstigt, mußte das älteste Tote Meer schon in seinem Jugendstadium gegen Ende des Diluviums I bald eine gewisse Ausdehnung erlangen,

die freilich mit derjenigen der zweiten Anschwellung im Diluvium II verglichen gering blieb, da nun bald eine Zwischenperiode der Trockenheit anhub und den See zum Austrocknen brachte, wodurch der Salzgehalt sich konzentrierte. An der tiefsten Stelle dieses alten Sees — das war am heutigen Südende des Toten Meeres am D. Usdum, da der nördliche Teil erst durch späteren Einsturz seine heutige ungewöhnliche Tiefe erlangte — schlug sich das Steinsalz nieder. Zur Ausscheidung der leichter löslichen Kali- und Magnesiumsalze scheint es leider nicht mehr gekommen zu sein. Nach der Bildung des Steinsalzlagers setzte von neuem mit dem Diluvium II eine feuchte Periode und damit ein abermaliges Ansteigen des Seespiegels ein, bis der höchste Stand des Sees erreicht wurde.

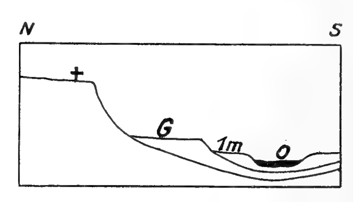


Fig. 8.

Querschnitt des Kidrontales (Nahr el-Kelt) bei Jericho.

+ Hotel Bellevue auf der pluvialen Hauptterrasse. *G* Gärten auf der Mittelterrasse.

Die zweite lange Trockenperiode nach der Pluvialzeit charakterisiert sich wie in Ägypten als Zeit der Zerstörung und Erosion der Pluvialterrasse durch die nun einschneidenden Flüsse und Rinnsale. Der Jordan trat damals zum ersten Mal in Erscheinung und grub sich sein eigenes Tal ein, indem das Tote Meer mindestens auf seinen heutigen Stand zusammengeschrumpft war.

Dann folgte die Zeit der Mittelterrasse, die wir deutlich in vielen Tälern und Talmündungen erkennen. Am Nahr el-Kelt erscheint sie bei der Stadt Jericho (vergl. Fig. 8) ca. 7—8 m unter dem Rande der pluvialen Hauptterrasse, auf dem das Hotel Bellevue (bei + des Profils) steht, und $1^1/_4$ bis $2^1/_4$ m über dem Talgrund und trägt dort Gärten (G) und fette Wiesenweide. An der Mündung des Nahr el-Kelt in den Jordan fällt am Fahrweg von Jericho zur Badestelle der Pilger oder Mahadet Hadschla eine breite vom ʿAin Hadschla bewässerte, die Gärten des Kasr Hadschla tragende Zwischenterrasse zwischen der Pluvialterrasse und der Jordanniederung auf. Auf ihr liegt auch dicht an ihrem Rande (45 m hoch

über dem Jordanwasser und 60 m über dem Toten Meere) das Johanneskloster oder sogenannte Kasr el-Jehûd, nach dem man sie bezeichnen könnte. Diese Terrasse vom Kasr Jehûd besitzt aber keinen selbständigen Charakter und verschwindet nach N wie S wieder alsbald. Sie muß als eine Erosionsterrasse der Hauptterrasse aufgefaßt werden, nur lokal innerhalb des Kelt-Deltas von den Gewässern des Nahr el-Kelt und besonders des über ihr herausquellenden 'Ain Hadschla geschaffen. Ihr Außenrand liegt 23,2 m unter der Randkante der Pluvialterrasse, ihr 9 m tieferer Innenrand 8—11 m über dem Außenrand der Niederterrasse. An den Ufern des Jordan (z. B. bei der Jordan-

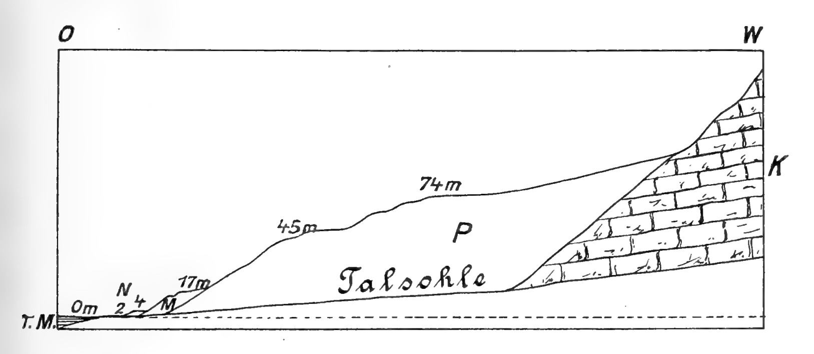


Fig. 9.
Profil vom rechten Ufer des Deltas des Wadi el-'Areidscheh.
K = Kreidegebirge. *P* = Pluvialterrasse. *M* = Mittelterrasse.
N = Niederterrasse. *TM* = Totes Meer.

brücke) fehlt überhaupt die richtige Mittelterrasse ganz, was vielleicht mit der Regulierung seiner Gewässer durch die Sammelbecken seiner oberen Seen zusammenhängt.

In ausgezeichneter Weise beobachtete ich die Mittelterrasse bei Engedi am Delta des Wadi el-'Areidscheh, von dessen rechtem Ufer ich hier ein Profil gebe (Fig. 9). An dieser Stelle kann über die selbständige postpluviale Aufschüttung dieser ganzen Terrasse kein Zweifel obwalten. Unmittelbar am Ufer des Toten Meeres läßt sich dort die gleiche Terrasse auch als Seeterrasse in 12—13 m Höhe eine Zeitlang verfolgen, und zwar nördlich von der Mündung des Wadi Sider zum Ras Mersed hin.

Besonders interessant ist die Mittelterrasse am untern Wadi Muhauwat (siehe Fig. 10), das östlich vom Dschebel Usdum aus dem Gebirge heraustritt, entwickelt, indem sie hier

1 km oder 15 Minuten oberhalb des Deltaaußenrandes in Form eines Asphaltkonglomerates (M des Profils) mit Asphalt als Bindemittel der Gerölle erscheint. Sie erhebt sich an dieser von LARTET, TRISTRAM und mir wiederholt besuchten Stelle in einer Höhe von 8—10 m über der Talsohle, während jäh hinter ihr die Pluvialschotter (P) (ganz ohne Asphalt) in 30—40 m hoher Steilwand aufragen und sich in gleichbleibender Höhe weithin aufwärts ziehen (Fig. 10).

Schon TRISTRAM erkannte richtig, daß die Asphaltschotter einer relativ jungen Aufschüttung im Vergleich zum Pluvial angehören. Nach Ablagerung des letzteren muß in einer darauffolgenden langen Trockenperiode das Tal wieder bis zu seinem

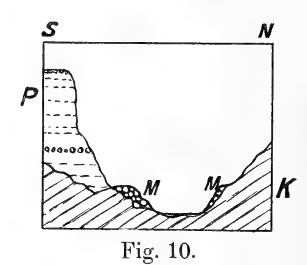


Fig. 10.

Profil der Terrassen am unteren Wadi Muhauwat.

M = Mittelterasse. P = Pluvialterrasse. K = Kreide.

senonen Untergrund erodiert worden sein. Als dann die neuen Schottermassen der Mittelterrasse am Fuße der Pluvialterrasse abgesetzt waren, erfolgte ein Ausbruch von mit Schwefel imprägniertem dünnflüssigen Bitumen oder Erdöl, das die Kiese und Sande von unten her durchdrang und sich verfestigend verkittete. In einer noch späteren Erosionsperiode wurde dann das Asphaltkonglomerat wieder durchsägt, so daß die Reste jetzt an beiden Wadiufern bis zur Höhe von 8 m verblieben, und z. T. zum Toten Meere fortgeführt. Die Zeit des Hervorquellens dieser „Pechbrunnen“ (vgl. die Geschichte von Sodom und Gomorrha) war demnach das Ende der Aufschüttung der Mittelterrasse vor der letzten großen Erosion der letzten diluvialen Trockenepoche, also etwa das Ende der Rißeiszeit noch während der ersten Hälfte des Palaeolithicums.

Eine schöne Mittelterrasse von 8 m Höhe beobachtete ich weiter im Wadi ʻArabah an der SO-Ecke der Sebcha im Delta des Wadi Chanzira, und zwar auf dessen beiden Ufern, während sie sonst in der Regel nur auf einem Talufer ausgebildet erscheint.

In der Diluvialzeit dürften sich auch manche vulkanische

Ereignisse in der Umgegend des Jordantals vollzogen haben. Im Jarmuktal ergoß sich nach NÖTLING „bald nach der Ablagerung der diluvialen (pluvialen) Lisanschichten“ im S des Tiberiassees (also vielleicht zu Beginn des M-R-Interglazials) ein gewaltiger Lavastrom vom ostjordanischen Plateau herab (die Zeijatinlava), der sich an der Mündung des Jarmuktals auf der bereits trockengelegten Jordanebene ausbreitete. In der folgenden Erosionsperiode wurde dann dieser Lavastrom, der das Tal ausgefüllt hatte, wieder erodiert und darauf in dem neuentstandenen Tale Geröllmassen abgesetzt, deren Conchylienfauna NÖTLING beschrieb. Diese könnten sehr wohl unserer Mittelterrasse entsprechen. Dann folgt noch die Eruption der Rukkâdlava, welche das tiefergelegte Tal von neuem ganz erfüllte und auch die Geröllbänke überlagerte. Der letzten großen Erosionsperiode (vom R-W-Interglazial an) blieb dann die Zerstörung auch des letzten Lavastroms vorbehalten, dem dann der Ausbruch der Thermen im Talgrunde und Beginn der Ablagerung des Quelltuffs von el-Hammi folgte.

Auch am Ostufer des Toten Meeres vollzog sich in diluvialer Zeit eine ähnliche vulkanische Eruption, welche Lavaströme in dieFurche des Wadi Zerkâ Mâʿîn bis zum Toten Meere hinab sich ergießen ließ, worauf auch dort eine bedeutende Thermentätigkeit anhub, welche die heilkräftigen Quellen von Hammam Zerkâ Mâʿîn (? = Callirorhoe) schuf, die noch heute mit ca. 60° C aus der Erde kommen.

Ganz wie im Niltal sind auch im Jordangraben Conchylienschalen-Funde innerhalb der jüngeren Pluvialterrasse (speziell des Diluvium II) auf wenige Plätze beschränkt, und zwar auf den äußersten Norden am See Tiberias und Süden tief im Wadi Arabah. Die so bekannt gewordene Fauna entspricht im wesentlichen der heutigen. Doch fand NÖTLING wie auch ich in den Geröllbänken von Samach am Tiberiassee Schalen von *Ancylus* (cf. *fluviatilis*), einer Gattung, die rezent sonst mehr für Nordeuropa charakteristisch ist. Ich selbst habe ein *Ancylus*-fossil aus dem mittel-oder spätdiluvialen Schlamm von el-Ankije am mittleren Orontes namhaft gemacht. Aber DAUTZENBERG erhielt *A. fluviatilis* jetzt auch lebend von ʿAfka im Libanon, so daß also doch ein Schluß auf Klimaänderung daraus nicht recht gezogen werden kann.

Reich an Schnecken, speziell Melanopsiden, Melanien und Neritinen sind die so sehr verbreiteten Quellenkalktuffe an den verschiedenen Plätzen, wie namentlich Beisân, el-Hammi, Pella, ʿAin Dschidi, Kasr umm Baghghik, deren Alter wohl durchweg jungdiluvial und altalluvial ist, indem sich ihre Bildung noch bis heute fortsetzt.

Von menschlichen Artefakten haben die Diluvialablagerungen des Jordantals bisher leider nichts Sicheres geliefert, wie ich schon oben erwähnte. Wir können da also höchstens Analogieschlüsse nach den ägyptischen Verhältnissen ziehen.

Um noch einmal eine kurze gedrängte Übersicht zu geben über die hier besprochenen wechselvollen Phasen und Ereignisse in der jüngsten d. h. pliocän-quartären Vergangenheit der Länder Syrien, Palästina und Ägypten, habe ich die wichtigsten Daten in einer Tabelle (Taf. V) zusammengestellt, die hier beigefügt ist.

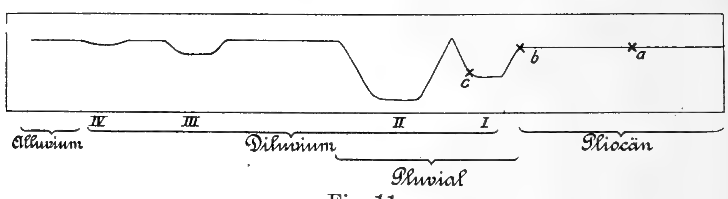


Fig. 11.

Klimakurve des Diluvium und Alluvium Ägyptens und Palästinas.

× *a* = Zeit[1]) der Einbrüche im untern Niltal und in Nordägypten. × *b* = Einbruch des Roten Meeres. × *c* = Einbruch des Jordantalgrabens.

Es sei mir zum Schluß dieser Ausführungen nur noch gestattet, das Ergebnis meiner Studien über die Diluvialbildungen Ägyptens und Palästinas in einer Klimakurve zum Ausdruck zu bringen nach dem Muster der uns von PENCK-BRÜCKNER für das Eiszeitalter in den Alpen gegebenen. Die Senkung der Kurve unter die Grundlinie soll die Größe der Abweichung von dem heutigen Klima andeuten. Zu beachten ist ganz besonders die geringe Intensität des Niederschlages während der Mittelterrassenperiode, die im Vergleich zu derjenigen der Pluvialzeit nur $^1/_4$ ausmacht. Wie man sieht, weicht meine Kurve in mancher Beziehung von der für die Alpen passenden ab, doch ist eine gewisse Übereinstimmung oder Parallelität unverkennbar.

Es wäre mir lieb zu hören, wie sich die Diluvial-Geologen Europas, im speziellen die Anhänger der drei oder zwei Eiszeiten in Norddeutschland, sich zu diesen Anschauungen stellen. Ein wesentlicher Punkt ist dabei, daß ich für das Levantegebiet nicht die mitteldiluviale vorletzte oder „Haupteiszeit“, das Rißglazial, für die bedeutendste der Eiszeiten halte,

[1]) Das erste × (Zeit der Einbrüche des Niltals) sollte in der Figur besser etwas mehr rechts am Anfang der Pliocänperiode stehen.

sondern die drittletzte altdiluviale oder Mindeleiszeit (Dil. II), die ich mit der frühstdiluvialen (Dil. I) als Pluvialperiode oder Unterdiluvium zusammenfasse, zumal ich das ihr eingeschaltete erste Interglazial oder Interpluvial mir nur als relativ kurze Unterbrechung denke.

Diese erste kurze, hier so unbedeutend erscheinende Interglazialperiode hat vielleicht auch in Skandinavien-Deutschland nur eine derart untergeordnete Rolle gespielt, daß die Spuren ihrer Existenz im Gegensatz zu den Alpen den Forschungen nach verborgen geblieben sind, und die Wirkungen und Ablagerungen der ersten oder Günz-Eiszeit mit denen der zweiten oder Mindel-Eiszeit direkt verschmolzen. So könnte man am ersten den Gegensatz in der Zahl der sicher nachgewiesenen Eiszeiten in Norddeutschland gegenüber derjenigen in den Alpen nach PENCK-BRÜCKNER erklären, indem die norddeutsche erste eben als pluviale Eiszeit die G- und M-Eiszeit vereinigt.

Wäre das richtig, dann würde wohl noch meine vorläufig in der Übersichts-Tabelle zum Ausdruck gebrachte (noch etwas unsichere) Auffassung der Gliederung des Diluviums in England — vielleicht der schwächste Punkt meiner Tabelle — zu modifiziren sein. Die Schonische Stufe GEIKIES, der Red Crag of Suffolk, die ich hier der G-Eiszeit parallel gestellt habe, würde dann besser dem gesamten Pluvial, d. h. der G- + M-Eiszeit gleichzusetzen sein, die wichtige Norfolk-Cromer-Stufe nicht dem ersten bedeutungslosen sondern dem zweiten großen oder Mosbach-Süßenborn-Interglazial, endlich die Sächsische Stufe, welche bei mir 2 verschiedene Eiszeiten repräsentiert, wäre dann nur mit der Riß oder Haupt-Eiszeit identisch, so wie das auch von vielen Geologen, z. B. POHLIG, WERTH, angenommen wird.

Im Vergleich namentlich zur zweiten oder Mindel-Eiszeit erscheint mir die letzte (Würm-) Eiszeit Europas im Mittelmeergebiet der Intensität nach als die relativ schwächste Niederschlagsperiode, indem sie wenigstens in Syrien-Ägypten kaum noch klimatisch zum Ausdruck kam. Wie diese immerhin bemerkenswerten Unterschiede im Klima zwischen dem Norden und Südosten zustande kommen, d. h. sich erklären, das ist eine andere Frage.

Jedenfalls bin ich der Ansicht, daß jedes größere Gebiet seine besondere Klimakurve hat, die nur in den Hauptpunkten wie Länge der Hauptabschnitte Übereinstimmung zueinander zu besitzen brauchen.

Manuskript eingegangen am 11. November 1909.]

16. Geologische Beobachtungen in Kleinasien.

Von Herrn Georg Berg in Berlin.

(Hierzu Tafel VI und 6 Textfiguren.)

Einleitung.

Verfasser brachte im Sommer 1907 nahezu 5 Monate in der Türkei zu, um im Auftrage einer Bergwerksgesellschaft eine Anzahl Lagerstätten in Kleinasien zu untersuchen. Es wurden von Konstantinopel und Smyrna aus verschiedene Reisen ins Innere Anatoliens unternommen. Über die bergmännischen Untersuchungen kann ich zurzeit nur das geologisch Interessante veröffentlichen; doch sollen die allgemeinen geologischen Beobachtungen, die während der Reise gemacht wurden, hier kurz niedergelegt werden.

Jeder, der einmal in geschäftlichem Auftrage bergmännische Studienreisen unternahm, wird wissen, daß derartigen Reiseergebnissen der Wert und die Sicherheit genauer wissenschaftlicher Beobachtungen nicht zukommt, und daß man eine derartige Reise am allerwenigsten mit einer Forschungsreise im Sinne der Wissenschaft vergleichen darf. Wenn ich es dennoch im folgenden wage, einige Beobachtungen zu veröffentlichen, so geschieht dies nur deshalb, weil das durchzogene Gebiet zum Teil geologisch noch vollkommen unbekannt ist, und weil bei der jetzt mit Riesenschritten fortschreitenden wissenschaftlichen Aufschließung Anatoliens jeder Beitrag zur Kenntnis der Geologie als Baustein zum Ausbau der Landeskunde Kleinasiens wertvoll erscheinen muß. Es wird im 1. Teil das wichtigste aus den Reisenotizen wiedergegeben werden, im 2. Teil wird die in der Heimat vorgenommene petrographische Untersuchung des gesammelten Gesteinsmateriales besprochen, und in einem 3. Teil sollen einige vergleichende Studien über den Aufbau des Landes versucht werden.

I. Reisenotizen.

In der näheren Umgebung von Smyrna unternahm ich nur einen eintägigen Ritt in das Gebirge des Kizil Dagh südwest-

lich von der Stadt. Das Gebirge besteht aus steilgestellten Schichten metamorpher Sedimente. Es sind meist phyllitische Schiefer. Zwischengelagert sind einige Bänke gequetschter kleinkörniger Konglomerate sowie mächtige Kalksteinlager. Da diese versteinerungsleer sind, so läßt sich eine Altersangabe nicht machen, und wir müssen sie, wie dies bisher mit allen derartigen Gesteinen geschehen ist, bis zum Beweise des Gegenteils stratigraphisch als archäisch betrachten. Sicher gehören sie petrographisch zur obersten Zone der kryst. Schiefer im Sinne GRUBENMANNS. Die Kalke sind z. T. noch nicht vollkommen marmorisiert, sondern noch dicht, die Schiefer sind ausnahmslos phyllitisch.

An einer hoch im Gebirge gelegenen, Kodjakavak alti (unter der hohen Pappel) genannten Lokalität findet sich ein Erzgang oder richtiger eine mit Erz imprägnierte Ruschelzone, die neben Quarz und Braunspat ein wenig Bleiglanz und Kupfercarbonate führt.

Eingehende Untersuchungen erfolgten weiter südlich an der Bucht von Skalanova unfern vom alten Lebedos und Kolophon. Auch hier herrschen versteinerungsleere, schwach metamorphe Sedimente vor. Von der Eisenbahnstation Develikoi gegen Südwesten dem Meere zureitend, überquert man erst eine von jungen Schottern bedeckte Talbeckenaue, eine jener charakteristischen „Ova“-Bildungen, wie sie im Landschaftsbild Kleinasiens bis weit nach Armenien hinein uns immer und immer wieder entgegentreten. Nördlich vom Wege am Nordrand der Ebene gewahrt man steile Eruptivgesteinsberge; aus ihnen mag ein glasiger Trachyt stammen, der auf dem Bahnhof Develikoi unter dem Baumaterial gefunden wurde. (Vgl. Teil II). Gegen Westen ist diese Ebene abgeschlossen durch ein hohes, vorwiegend aus Kalkschroffen bestehendes Gebirge, den Karadja Dagh. Seine tiefen, schluchtartigen Täler, die zahlreichen im Kalkstein von den Atmosphärilien ausgenagten Höhlen, die große Unwegsamkeit der Kalkfelswände machen ihn zu einem berüchtigten Schlupfwinkel für Leoparden, die hier den Herden große Schäden zufügen und im Winter selbst bis in die wenigen Dörfer sich hineinschleichen und, da die Ziegen und Schafe natürlich gut verwahrt sind, den Hunden auflauern. Auch für menschliche Räuber bildet das Gebirge einen beliebten Schlupfwinkel, und es empfiehlt sich nicht, es ohne Gendarmenbegleitung zu betreten. Immerhin zeigt sich uns das Gebirge kulturell auch von einer etwas erfreulicheren Seite, erstens durch die an seinem Westfuß gelegenen Zink-

Bleierzgruben von Kimituria, zweitens durch den nach unsern Begriffen sehr dürftigen, für das westliche Kleinasien aber immerhin bemerkenswerten Holzreichtum, der durch einen lockeren Bestand alter kräftiger Kiefern gebildet wird. Diese bedecken die flachen Teile der Abhänge und die Höhen über den schroffen Felszinnen, während das Ufer des Flusses von Weiden und Oleandern dicht besetzt ist. Zur Zeit der Oleanderblüte ein wundervoller Anblick! Wenn wir von Develikoi dem Meere zureiten, so brauchen wir jedoch das Gebirge nicht zu überschreiten, da sich der Hauptabfluß des obenerwähnten Beckens ein enges, steilwandiges Tal quer durch das Gebirge genagt hat. Offenbar ist die Ebene von einem Fluß, der ehedem dem Meere von Osten zuströmte, durch rückschreitende Erosion gezapft worden. Auf den ersten Vorbergen am Osthang des Gebirges, nur etwa 50—100 m über der Aue, liegen die Ruinen von Kolophon, wie die von Lebedos nur noch durch Trümerhalden ohne aufrecht stehendes Mauerwerk kenntlich. Betreten wir das Durchbruchstal des Takhtaly tschai („Bretterfluß“, wohl wegen des Holzreichtums so genannt) so kommen wir in eine mehrere hundert Meter mächtige Zone massiger fossilleerer Kalke. Die grobe Bankung fällt 30—45° nach Osten, so daß wir, dem Fluß folgend, bald ins Liegende kommen und nach etwa 2 Stunden ein Schichtensystem feldspatreicher Glimmerschiefer beziehentlich geschieferter Arkosen erreichen. Auch ungeschieferte quarzitische Grauwacken kommen vor. Diese Schiefer sind petrographisch ebenfalls den Schiefern der obersten Zone Grubenmanns zuzurechnen.

Das Tal, welches in den Kalken einer romantischen Schlucht gleicht, nimmt hier sanftere Formen an, und auf seinem erweiterten Talboden, der bald in die Aufschüttungszone des Meeresstrandes ausmündet, finden wir reichlichen Ackerbau. (Mais, Tabak, Rosinen.) Eine Verwerfung, die ungefähr der Küste parallel läuft, läßt diese Schiefer gegen trachytische Decken und Tuffschichten plötzlich abbrechen, doch finden sich im Norden auch jenseits der Verwerfung noch Kalke und Tonschiefer, so daß die Andesite wohl eine von einer Längs- und einer Querverwerfung begrenzte, abgesunkene Scholle bilden. Auch der kleine Hügel, der als landfest gewordene Insel dicht an der Küste mit steilen Wänden aus der fruchtbaren Küstenaue aufragt, ist Andesit. Der Kalk mit Tonschieferlagen, der westlich von der streichenden und nördlich von der Querverwerfung ansteht, scheint übrigens nicht derselben Formation anzugehören wie der Massenkalk im Hangenden der Schiefer. Er ist wesentlich dunkler gefärbt, und es gelang, an einer

Stelle organische Reste, Korallentrümmer, die das ganze Gestein erfüllen, darin festzustellen.

Dieser jüngere Kalk ist der Hauptträger der Bleizinkerzlager von Kimituria. Besonders in der Ecke des Kalkgebietes zwischen Schiefer und Andesit, wo sich die aufsteigenden Lösungen gestaut haben, ist der Erzreichtum am größten. Man findet hier stockförmige Massen von bald schaumigem, bald erdigem Kieselgalmei mit eingesprengtem Bleiglanz und fein verteilten braunen Eisen- oder schwarzen Manganoxyden. Schon die langgestreckte Form und der häufige Parallelismus der Erzkörper zeigen, daß sie als metasomatische Bildungen an Gangspalten aufgefaßt werden müssen. Dicht am Schiefer bilden die Erze eine allgemeine Durchtrümerung und Verdrängung des Kalkes. Nach Westen zu werden die Erzmassen spärlicher, geringmächtiger und regelmäßiger, und ihre Natur nähert sich mehr und mehr derjenigen eigentlicher Gänge mit südwestlichem Streichen, nördlichem Fallen (70°—80°) und von etwa $^1/_2$ m mittlerer Mächtigkeit.

Bemerkenswerterweise setzen auch im Andesit einige schmale Bleizinkerzgänge auf, die aber nicht Galmei, sondern Zinkblende neben Bleiglanz führen. Sicherlich verdanken diese ihre Entstehung denselben Lösungen, die jedoch im Kalk durch metasomatischen Austausch Zinkcarbonat statt Sulfid absetzen. Eine eigentliche Gangart wurde nicht beobachtet, doch finden sich gelegentlich verquarzte Partien in dem verruschelten Nebengestein.

Mit nordwestlichem Streichen setzen sich die Schiefer noch über den nördlichen Nachbarfluß, den Gümüldürtschai, fort, sie werden aber an dem Nordhang dieses Tales von jüngeren Eruptivdecken, Glimmerandesiten, ungleichförmig überlagert. Folgen wir dem Gümüldürtschai aufwärts nach Osten, so gelangen wir natürlich wieder in die hangenden massigen Kalke.

Einer besonderen Erscheinung sei hier noch kurz Erwähnung getan. Die Spalte der großen Längsverwerfung ist von einer verkieselten Reibungsbreccie erfüllt, und diese tritt an der Oberfläche als eine lange, weithin sichtbare Felsenreihe, als ein „reef“, hervor, am schönsten an der Kaya batschi (Hauptfelsen) genannten Lokalität.

Die von mir weiter besuchte Gegend von Ephesus hat durch A. Grund (Sitz.-Ber. Ak. d. Wiss. Wien 1906) eine so eingehende und sorgfältige Untersuchung erfahren, daß ich hier von einer Beschreibung absehen darf. Hingewiesen sei nur auf die Übertiefung des oberen Kaystrostales gegen einen Teil der westlichen Zuflüsse; diese münden eine Strecke weit

sämtlich mit einem Wasserfall ins Haupttal. Der Grund liegt wahrscheinlich in einer ganz jugendlichen Dislokation an dem westlichen Talrande. Auch das untere Mäandertal bei Sokhia ist von Grund bereits untersucht worden. Die Gebirge, die sich westlich der Stadt erheben, gehören ebenfalls den krystallinen Schiefern der oberen Zone zu, und sind reich an fossilleeren Massenkalken. Bemerkenswert erscheinen hier die im Schiefer bisweilen aufsetzenden Linsen eines gequetschten Serpentingesteins. Die weite Talmündung des bei Sokhia vom westlichen Gebirge herabkommenden Flusses ist von horizontal gelagerten Tertiärschichten, vorwiegend Tegeln, erfüllt, in denen ein kleines Braunkohlenflöz abgebaut wird. In den phyllitischen Schiefern fand sich eine kleine Antimonlagerstätte, in den massigen Kalken ein wenig Galmei. Der Antimonit findet sich in lagenartig den Schiefer durchsetzenden Quarztrümern und ist mit Kupfererzen (am Ausstrich Malachit nnd Azurit) vergesellschaftet. Der Galmei ist wieder an den Kontakt des Kalkes mit einzelnen Schieferlagen gebunden.

Ein geologisch sehr interessantes Bild bietet das mittlere Mäandertal in seinem Ost—West gerichteten Teil. Bemerkenswert ist vor allem die Breite des Tales, das sich zwischen 2 hohen Gebirgen hinstreckt. Von hohem Interesse sind auch die enormen Akkumulationsterrassen, die den Fluß an beiden Gehängen begleiten und schon von der Bahn aus deutlich sichtbar sind. Am schönsten aufgeschlossen sind sie im Tal des Flusses, der bei Aidin von Norden aus dem Gebirge herabkommt. Dieser hat sich in die Terrasse einen tiefen Cañon eingeschnitten, dessen fast 100 m hohe senkrechte Wände von oben bis unten aus groben, wenig verfestigten Schottern bestehen. Weiter stromaufwärts finden sich im Mäandertal auch niedrigere Terrassen, z. B. diejenige, über deren Abhang die Quellen von Hierapolis niederrinnen. Enorm sind die Schuttmassen, welche alle von Norden hereinkommenden Flüsse dem Mäandertal zuführen und in ihm in Form weiter, deltaähnlicher Schuttkegel absetzen. Welche Transportkraft das Wasser hier auszuüben vermag, wo es durch keine dichte Vegetationsdecke zurückgehalten wird, und große Mengen losen Schotters zum Transport bereit findet, das zeigte eine Katastrophe, die im Frühjahr 1907 bei dem für die Schmirgelproduktion wichtigen Orte Kujudschak hereingebrochen war. In einer einzigen Nacht hatte ein Wolkenbruch viele hundert Hektar Ölgärten und Rosinenpflanzungen mit meterhohem Schutt bedeckt, und auf dem Bahnhof war man, als ich dort war, gerade damit beschäftigt, einige Güterwagen „auszugraben“, die vollständig

unter den Schutt verborgen worden waren. Am Nordfuß des Baba Dagh liegt in wundervoller Lage die brunnenreiche Stadt Denislü. Obwohl das Tal, welches sich nördlich von ihr ausbreitet, nicht vom Mäander, sondern von einem seiner Nebenflüsse durchströmt wird, muß man es doch als die natürliche Fortsetzung des Mäandertales betrachten, da es dieselbe Richtung und dieselbe Breite hat wie jenes, während der Mäanderfluß in schmalem vielfach gewundenem Erosionstal von Norden hereinkommt. Offenbar bildet das mittlere Mäandertal zusammen mit der weiten Talsenke nördlich von Denislü einen tektonischen Graben. 8 Wegstunden nordöstlich von Denislü dehnt sich die weite Ebene vom Tschal, die Tschal-Ova, aus. Sie ist wie alle Ova-Bildungen von aufgerichteten Schichten umgeben und mit vollkommen ebener Fläche durch horizontale jugendliche Sedimente erfüllt. Der Weg von Denislü nach Demirdschi-koi, wo sich Kupfererze finden, quert erst die Schotterterrassen des Mäandergrabens, dann überschreitet er ein Kalkgebirge und bietet kurz vor Demirdschi-koi in einem Erosionstal, welches ein Nebenfluß des Mäander in die Sedimente der Tschal-Ova eingeschnitten hat, ein lehrreiches Profil von Tegeln, lockeren, tonigen Sandsteinen und Konglomeratbänken. Die Erosionsformen in den horizontalen, vegetationslosen, meist sehr massigen Tonbänken sind äußerst interessant und erinnern mehrfach an die aus den Badlands der westlichen Prärien beschriebenen. Westlich vom Dorfe besteht das unter den jungen Sedimenten randlich hervortauchende Grundgebirge aus phyllitischen Schiefern mit Einlagerung quarzitischer Arkosen. In diesen Schiefern setzen Kupfererzgänge auf, die zum Teil die Arkosen mit Erzen imprägniert haben; besonders die Randzone der Arkoselinsen pflegt stark vererzt zu sein. Man findet mehrere solche mit Kupferkies (am Ausstrich mit Malachit und Azurit) imprägnierte Lager. Die Gänge im Schiefer sind von Ruscheln begleitet und führen auch Kupferglanz, allerdings wohl nur nahe am Ausgehenden als Folge einer Cementation.

Zu einer Untersuchung des Tscham Dagh nordöstlich von Adabasar fuhr ich zunächst mit der Eisenbahn über Ismid nach dieser Stadt. Die Bahn folgt erst der Ostküste des Marmarameeres, dann der Nordküste des Golfes von Ismid. Zwischen Ismid und dem See von Sabandscha hat sie nur niedrige, aus den nördlich und vor allem südlich vorgelagerten Gebirgen stammende Schotterhügel zu überschreiten. Es ist wohl nicht zweifelhaft, daß der See von Sabandscha ein durch solche Schotteranhäufungen abgeschnürter Teil des Golfes von Ismid ist, ebensowenig dürften wir fehlgehen, wenn wir den

Golf von Ismid und den Sabandschasee, sowie einen Teil des Geländes östlich davon als einen tektonischen Ostwestgraben analog dem mittleren Mäandertal ansehen. Der Weg von Adabasar nach Khendek führt uns über die weite Aue des Sakariaflusses. Große Gebiete sind hier ohne vorherige Entwässerung für den Ackerbau nicht nutzbar, dichtes Weidengestrüpp bedeckt die sumpfigen Gelände, und in die schlammigen Pfützen graben sich die Büffel, sobald sie vom Joche der schweren Lastkarren gelöst sind, ein, um vor den dichten Scharen der Insekten Schutz zu suchen. Träge wiederkäuernd sieht man sie oft nur mit dem breiten schwarzen Kopf aus dem gelblichen Schlamm hervorblicken. Die Fuhrleute reinigen die Tiere nicht, wenn sie wieder eingespannt werden, von der Schlammkruste, sondern spritzen die Tiere im Gegenteil an jedem Bach oder Brunnen, an dem sie vorbeikommen, mit einem eigenartigen, unserem Hemmschuh ähnlichen Schöpflöffel naß, um den Schlamm nicht trocken werden zu lassen, da er sonst natürlich bei den Bewegungen des Tieres allmählich abfallen und den erwünschten Schutz gegen Insektenstiche nicht mehr bieten würde.

Bald hinter Jarbasan Köprü treten vorübergehend die Berge an unsern Weg heran. (Vgl. die Karte von Diest in Petermanns Mitteilungen, Erg.-Heft 125.) Ein Aufschluß am Weg zeigt uns Dolerite mit kugelförmiger Absonderung. Nachdem wir noch einige Kilometer durch flaches Land geritten sind, treten wir in das hüglige Vorland des Tscham Dagh ein und erreichen in demselben alsbald das Städtchen Khendek. Schon hier erkennt man, daß der Tscham Dagh seinen Namen (Fichten-Gebirge) mit Recht führt. Der Holzhandel und die Holzverarbeitung prägen dem Städtchen seinen Stempel auf. Lange Karawanen von Büffelkarren mit schönen großen Klötzen edlen Holzes beladen (z. T. prachtvolle vielhundertjährige Nußbaumstämme) durchziehen täglich, ja fast stündlich die Stadt. Von Khendek führt ein schmaler Saumpfad quer über das Gebirge nach dem griechischen Dorfe Kestane punar (Kastanienbrunnen). Er folgt zuerst dem nahe östlich von der Stadt aus den Bergen hervortretenden „Mühlental", Deirmen deressi, nach Norden. Graubraune und grünlichbraune phyllitische Schiefer bilden die Talwände. Das Tal verzweigt sich aufsteigend mehr und mehr. Die einzelnen Seitentälchen werden immer steiler und enger. Der Weg wendet sich daher auf einer Bergnase zwischen zwei Tälern empor und folgt von nun an nicht mehr den Tälern, sondern den Wasserscheiden, die übrigens im ganzen Gebirge eine auffallende Gipfelgleiche zeigen, so daß man wohl annehmen kann, daß die jetzige

Höhe des Gebirges einer alten Abrasions- oder Rumpffläche entspricht. Alsbald verläßt man die Schiefer und gelangt in ein System brauner, quarzitischer massiger Arkosen. Ihnen gehört die Wasserscheide zwischen den südlich und nördlich strömenden Flüssen an. Zugleich haben wir aber auch eine wichtige Ost—West-Wasserscheide erreicht. Die steilen Abhänge östlich vom Wege fließen dem Milantschai zu, die westlichen sammeln sich in einem weiten dicht bewaldeten Talbecken und strömen nordwärts, um zwischen Milan und Sakaria bei Karassu das Schwarze Meer zu erreichen. Mehrere Stunden folgen wir der Wasserscheide, auf schmalem Wege durch dichten Bestand vielhundertjähriger Buchen und Fichten dahinreitend, wobei sich unser Weg langsam nach Norden senkt. Wir sind inzwischen aus den festen Arkosen in braune lockere Tonschiefer mit braunen Sandsteinmitteln und schwarzen Kalken eingetreten Es gelingt in diesen Schichten mehrfach, Versteinerungen zu finden, und wir überzeugen uns, daß wir devonische Schichten vor uns haben, wie das Vorkommen von *Orthis*, *Atrypa* u. a. m. beweist. Es tauchen hier in ostwestlichem Streichen offenbar noch einmal die devonischen Schiefer des Bosporus auf. Plötzlich lichtet sich vor uns der Wald, wir überschauen das nördliche Vorland des Gebirges bis zum Spiegel des Schwarzen Meeres. Zugleich mit dem Wechsel der Vegetation tritt wohl als dessen Ursache ein Wechsel des Gesteins ein. Helle massige Kalke ragen überall aus der oft nur dürftigen Grasnarbe hervor, nicht selten zu prachtvollen Karrenfelder von den Atmosphärilien zernagt. Wir sind in das Gebiet der Oberen Kreide eingetreten. Die Löslichkeit der Kalksteine tritt durch ausgesprochene Karstphänomene in die Erscheinung. Überall ist das Gelände mit Dolinen bedeckt, und die meisten Flußtäler endigen blind, indem ihre Wasser an einer Stelle des Talbodens versickern. Eine prachtvolle trichterförmige Doline findet sich dicht nördlich vom Dorfe Kestane punar. Sie hat etwa 200 bis 300 m Durchmesser des oberen Randes, und trägt in ihrer Tiefe einen runden, fruchtbaren, mit Mais bebauten Terrarossaboden, während die Seitenwände mit schroffen Karrenfeldern bedeckt sind, ein Anblick, wie ich ihn im montenegrinischen und herzegowinischen Karst hundertfach wiederfand.

Fast eine Woche lang wurde der Tscham Dagh von mir in den verschiedensten Richtungen durchstreift. Es bedecken ihn zum Teil ungeheure Urwälder von Buchen, Platanen, Kastanien und Fichten. Unmöglich ist es an vielen Stellen, die Pferde zwischen den großen in Windbrüchen kreuz und quer liegenden Baumstämmen, die den Untergrund bedecken, hin-

durchzuführen. Oft hält auch ein Dickicht von Rhododendron den Marsch auf, und mühsam muß man sich durch das dichte Gewirr der elastischen Zweige einen Weg bahnen. Oft berührt man dabei mehrere hundert Meter weit gar nicht den Boden, sondern tritt immer nur zwischen die schwankenden, bei jedem Schritt nachgebenden Zweige. Stellenweise ist auch das Rhododendrondickicht von Efeu durchwuchert und so fest verfilzt, daß man auf der Efeudecke 2—3 m über dem Erdboden wie auf einem lose gespannten Teppich, zwar etwas schwankend und unbequem, aber doch mühelos hinschreiten kann. Das Klima ist feucht und rauh und vor allem reich an heftigen Gewittern, die von Norden, vom Schwarzen Meere hereinkommend, sich in den Waldestälern fangen und ihre ganzen enormen Wassermassen mit einmal entladen. Die große Breite und die großen Geschiebemassen der Flußbetten hätten mir dies schon genug bezeugt, anch wenn ich nicht die Gewalt eines solchen Gewittergusses einmal am eignen Leibe hätte verspüren müssen. Im Osten des Gebirges zieht sich der Karstkalk weit nach Süden in die Waldregion hinein. Bei einem im allgemeinen ostwestlichen Streichen fällt er hier bald nach Norden, bald nach Süden. Er scheint also gefaltet und gegen das westlich anstoßende Devon durch Verwerfungen begrenzt zu sein, während er diese Formation südlich vom Kestane punar nach Norden fallend überlagert.

Über die geographischen und geologischen Einzelheiten des Gebietes gibt die beifolgende Karte Auskunft. Es liegt ihr im topographischen Teil eine vom Ing. Schneider (früher in Konstantinopel) gefertigte Karte der Bergwerkskonzessionen des Tscham Dagh zugrunde. Die Angaben dieser Karte wurden indessen wesentlich ergänzt und berichtigt. Das umliegende Gelände entnahm ich der älteren Kiepertschen Karte des westlichen Kleinasien. (1:200000) und zum Teil der schon erwähnten Karte von Diest.

Der Rückweg von Kestane punar bis Adabasar wurde nicht über Khendek, auch nicht auf dem bequemsten Wege über Sinanoghlu, sondern über Aktefek bewerkstelligt. Es geschah dies, um auch den westlichen Teil des Gebirges noch einmal zu durchqueren. Der Weg führt zunächst westlich immer im (cretaceischen) Karstkalk entlang. Er überschreitet das tief eingeschnittene untere Talstück der Kabalak Dere und berührt auf dem Wege über Kuru Dere (Trockental) nach Jeni Dagh noch mehrere kleine und große abflußlose Karstwannen. Dann wendet er sich (wie üblich auf einer Wasserscheide hinlaufend) nach Süden.

Nahe südlich von Jeni Dagh kommen wir wieder ins Devon; eine schwarze Kalksteineinlagerung führte hier Einzelkorallen, und zwar, soweit dies die undeutlichen Querbrüche erkennen lassen, wahrscheinlich *Cyathophyllum*. Eine Strecke weiter südlich tritt dann der Weg wieder in die quarzitischen Arkosen ein; sobald er sich aber nach Westen wendet, gelangt er wieder in weiche tonige Schiefer, die wahrscheinlich wieder dem Devon zuzurechnen sind. Kodja Tunghel ist ein einsames Holzfällerdorf mit nur wenigen Äckern und liegt tief im Walde versteckt. Der Abstieg von hier nach Aktefek folgt wieder der Scheide zwischen zwei parallelen Tälern. Man erreicht bei diesem Ort noch einmal die Karstkalke, tritt aber gleich darauf in die Aue des Sakariaflusses ein. An den hohen, steilen Ufern des Stromes kann man beobachten, daß der gelbe so leicht zur Versumpfung neigende Lehmboden der Sakariaaue, den wir schon auf dem Wege nach Khendek kreuzten, aus einem feinen, schichtungslosen, glimmerreichen Sandlöß besteht. Wo wir den Fluß kreuzen, verläßt er eben die Lößaue, die sich hier nach Norden trichterförmig verengt, und schon nach wenigen hundert Metern gelangen wir jenseits des Flusses wieder in dünnbankige reine Kalke, die uns auch auf dem Heimwege nach Adabasar bis kurz vor der Stadt begleiten. Wir kreuzen hier noch einen schmalen Zug basischen Eruptivgesteins und gelangen dann wieder in die Aue des Sakariaflusses. Die Karte von Diest[1]) gibt die Situation hier ziemlich genau wieder, doch vermisse ich die Angabe eines flachen Tales, dem der Weg von Böjuk Sögüdlü bis Arkadscha und bis hinter dieses saubere, freundliche Tscherkessendorf folgt. Auch scheint mir die Ebene der Giaur Dere zu weit gegen Süden ausgedehnt. Sicherlich läuft auch östlich vom Wege, der von Tepe Tsingan nach Adabasar führt, noch ein niedriger Höhenzug hin, den man etwa $^1/_2$ Stunde nördlich der Stadt zu überschreiten hat. Er besteht hier, wie schon erwähnt, aus zersetztem Eruptivgestein. Bei Tepe Tsingan (Zigeunerhügel) findet sich übrigens ein kleines Seebecken, von flachen Hügeln auf drei Seiten umgeben.

Die Erzgänge, die den Tscham Dagh in größerer Zahl durchziehen, sind arme silberhaltige Bleizink- oder Bleikupfergänge. Man muß sie wohl als die Außenposten des weiter nördlichliegenden Erzdistriktes von Karassu ansehen. Am reichlichsten findet man sie am Kontakt des cretaceischen sowohl als des devonischen Kalkes gegen die Schiefer und verquarzten Arkosen. Im cretaceischen Kalk sind die Bleierze oft von metasomatischen

---

[1]) Petermanns Mitteil. 898 Erg.-Heft 125.

Galmeibildungen begleitet, im devonischen bilden sie Trümerzonen mit kleinen Bleiglanzaugen. Öfters trifft man im Gebirge nicht nur auf alte Bergwerkshalden, sondern auch auf Schlackenfelder, und das häufige Vorkommen von Bleiglätte in diesen Hüttenrückständen beweist uns, daß die Alten diese Erze nicht nur wegen ihres Kupfer- und Bleigehaltes, sondern auch wegen ihres Silbergehaltes zu Gute machten.

Ein weiterer Auftrag führte mich in den Bey Dagh bei Malatia. Ich unternahm die Reise hin und zurück auf demselben Wege, wodurch es mir möglich wurde die Beobachtungen die ich auf dem Hinwege gemacht hatte, auf dem Rückmarsch noch einmal nachzuprüfen und zum Teil zu vervollständigen.

In der näheren Umgebung von Samsun finden sich nur vulkanische Gesteine, und zwar wurden verschiedene Dolerite gesammelt, deren petrographische Beschreibung im zweiten Teil erfolgen soll. Die wenigen Aufschlüsse der Umgegend zeigen jedoch, daß keineswegs bloß Deckenergüsse und Gangfüllungen vorliegen, sondern daß ein großer Teil des Geländes von Konglomeraten mit Eruptivgesteinsmaterial eingenommen wird. Den besten Aufschluß in diesen Schichten bietet eine Prallstelle der Brandung nahe östlich von der Stadt. Hier sieht man ein regelloses Haufwerk rumpfgroßer, eckiger, an den Kanten nur wenig gerundeter Blöcke von Basalt und untergeordnet auch von Basalttuff. Dichtgepackt liegen sie in einem spärlichen Cement, das aus zusammengeschwemmten sandigen Verwitterungsprodukten, z. T. wohl auch aus vulkanischem Aschenmaterial besteht. Einzelne Blöcke sind so groß, daß sie in kleinen Aufschlüssen wie Stöcke oder Gänge erscheinen können. Das Ganze macht den Eindruck eines vulkanischen Gehängeschuttes oder einer durch Wassertransport und Abrollung nur wenig umgelagerten Blocklavabildung. Derartige Eruptivagglomerate scheinen in einer nach dem Meere geneigten Terrasse die ganzen Höhen hinter der Stadt einzunehmen. Am Tumulus, der als steile Spitze auf flachem Bergrücken die Stadt und die Reede wie ein Wahrzeichen überragt, häufen sich Blöcke eines Dolerits mit großen Augiteinsprenglingen. Die Gesteinsblöcke sind so frisch und so einheitlich in ihrem Material und erreichen eine solche Größe, daß hier wohl der Ausstrich eines Ganges oder Stockes angenommen werden kann, der als spätvulkanische Bildung die Schuttmassen durchbricht. Die Straße von Samsun nach Amassia[1]) umzieht den vom

[1]) Die beigegebene Wegkarte ist eine Kopie der Kiepertschen Karte von Kleinasien im Maßstab 1:400000. Sie wurde geologisch

Tumulus gekrönten Bergrücken in weitem Bogen und wendet sich dann nach SW. Bald hinter dem dort befindlichen Han tritt sie in ein sedimentäres Schichtensystem ein. Die vulkanischen Bildungen scheinen durch eine Verwerfung gegen dieses begrenzt zu sein, da die Schichten dicht an der Grenze senkrecht zu deren Verlauf streichen und steil gestellt sind. Später ist das Streichen meist NW—SO, also quer zur Richtung der Straße, die sich stundenlang auf der Höhe zwischen zwei Tälern hinzieht. Rechts und links schweift der Blick über sanft gewellte Bergformen, die mit niedrigem Buschwald reichlich bestanden sind. Größere Bäume, und zwar prächtige alte Eichen, beschatten nur bei jedem der kleinen Dörfer die etwa 50—100 m im Geviert großen Friedhöfe.

Die Straße überschreitet die oberen Teile einiger nach NO absteigender Seitentäler. Das Fallen der Schichten ändert sich mehrfach und wendet sich mehr und mehr von südwestlicher zu nordwestlicher, gelegentlich selbst zu nördlicher Richtung. Die Schichten bestehen zunächst aus sandigen Plattenkalken. Späterhin werden sie mergelig, und es stellen sich zwischen den Bänken rötlich-graue Schiefertone ein. Das Ganze wird zuweilen unserem deutschen Muschelkalk ähnlich. Von organischen Resten fanden sich leider nur einige schlecht erhaltene Fischschuppen. Tschichatscheff[1]) rechnet die Schichten zur Kreideformation.

Hinter Tschakaly Han werden die Gesteine wieder mergelig sandig und sondern sich in dicken Bänken ab, die z. T. eine prachtvolle kugelförmige Absonderung infolge beginnender Verwitterung annehmen. Die Gesteine werden dann oft auch dem Flyschsandstein sehr ähnlich. Durch diese Schichten senkt sich die Straße bis zum freundlichen Landstädtchen Kavak Die Hochebene, die sie jenseits dieses Ortes wieder ersteigt, ist bedeckt mit groben Eruptivgesteinsschottern; bald aber kommen unter diesen wieder feinschichtige Mergel mit handbreiten festen Kalkbänken hervor. Zwischen Ütsch Hanlar und Jeni Han sind diese Schichten durchspießt von klippenartig auftauchenden Stöcken eines festen, etwas marmorartigen Kalksteines. Hinter Jeni Han setzen bald wieder graue, z. T. recht feste Flyschsandsteine auf. Reichliche Blöcke von Andesit zeigen wahrscheinlich einen durchsetzenden Andesitgang an. Vielleicht aber liegen

---

illustriert und in einigen unwesentlichen Punkten topographisch ergänzt. In geographischer Beziehung die wichtigsten Ergänzungen finden sich zwischen Sivas und Deliklitasch. Die Grenzen der einzelnen Sektionen der Kiepertschen Karte sind durch gestrichelte Linien bezeichnet.

[1]) Tschichatscheff: L'Asie mineure Paris, 1867—1869.

auch hier wieder hochgelegene Schotter vor; denn am Abhange des Berges sieht man wieder weiße sandige Mergel anstehen. Durch solche Mergelbänke steigt die Straße hinab in die breite Alluvialaue des oberen Ters Akan Tschai. Rechts und links an den Talwänden sieht man auch hier weiße und oft auch bunte Mergel ausstreichen.

Von Westen mündet in die Talaue ein kurzes, ziemlich schnell ansteigendes Seitental. In ihm liegt das Thermalbad Kavse (Kavza) mit mehreren heißen Quellen, die von den Städten der Umgebung aus viel von Kranken aller Art besucht werden. Im Haupttal weiter südlich finden sich quer über das Tal streichend und nach Norden fallend mächtige weiße Sandsteine. Darunter folgen Decken von Hornblende- und Augitandesit mit Tuffzwischenlagen. Zugleich verengt sich das Tal, und weiter im Süden durchbricht es als enge Schlucht mit senkrechten Felswänden ein System fester, schneeweißer, kalkiger Sandsteine, aus denen die Atmosphärilien schroffe Felszacken herauspräpariert haben. Der Raum für die Straße konnte hier stellenweise nur mit Mühe dem Felsen abgerungen werden. Hoch über dem in der Tiefe tosenden Wasser zieht sie sich an den oft senkrechten Felswänden hin. Aber nur kurz ist dieses Sheitan Deressi („Teufelstal“). Bald erweitert sich sein Boden wieder, und unter den weißen Sandsteinen kommen Tuffe, abermals nach Norden fallend, zum Vorschein. Zuletzt schneidet der Fluß gefaltete, i. a. mehr südlich fallende Plattenkalke an. Es verschwindet dann das gesamte gefaltete bzw. aufgerichtete Gebirge unter gleichmäßig horizontalen, fluviatilen und lacustren Beckenbildungen. Mit ermüdender Gleichmäßigkeit ziehen sich die ebenen Schichtplatten stundenweit hin. Bald sind es mehr tonige Gesteine (Tegel), bald sandig-konglomeratige Schottermassen. Die Gegend ist regenarm und fast vegetationslos, und in den Tegeln sieht man oft bizarre Systeme radialer Erosionsrinnen eingeschnitten, wie sie zuerst aus den „Badlands“ der Prärien Nordamerikas geschildert wurden. Bemerkenswert ist es, daß die Hügel sämtlich eben und gleich hoch sind, so daß sich die Landschaft als ein von Tälern durchfurchter Boden einer ehemaligen Beckenfüllung darstellt. Wir befinden uns hier im Ostende der Ova (Talaue) von Merzivan, eines jener weiten, von Bergen rings umgebenen ebenen Talböden, wie sie in Anatolien so überaus häufig auftreten. Einige Stunden lang durchfährt man die Aue in einem zuerst nur 50, später über 100 m tief in die Schotter und Tegel eingesenkten Tal. Endlich tritt der Fluß wieder zwischen die umrahmenden Bergzüge und senkt sich nun, schneller fließend, dem Jeschil Irmak (Iris) zu. Er

tritt wieder in aufgerichtete Schichten ein. Wieder sind es die weißen von Eruptivgesteinen überlagerten Sandsteine, die wir schon von der Sheitan Deressi kennen. Die Eruptivdecke, die hier aus Leucittephrit besteht, senkt sich gegen Osten langsam in das Tal hinab; aber eine Verwerfung bringt kurz vor Amassia die weißen Sandsteine wieder empor. Aus ihnen bestehen die großartigen Felsbildungen, zwischen denen Amassia romantisch eingezwängt liegt. Auf weißem, schichtungslosem Sandstein erhebt sich hoch über die Stadt die Zitadelle, und in die senkrechten Felswände sind die Nischengräben des Mithridates und seiner Zeitgenossen kunstvoll eingemeißelt. Südlich von Amassia durchströmt der Jeschil Irmak noch mehrere Kilometer weit ein ziemlich enges Felsental mit z. T. höchst imposanten senkrechten Wänden. Auch hier bestehen die Felsen noch aus demselben flach nach NO fallenden Sandstein. Auf dem Mt. Lokman auf der rechten Talseite oberhalb von Amassia fand Tchichatscheff[1]) lose Stücke von schwarzem Kalk mit *Hippurites cornu vaccinum.* Unsere weißen kalkigen Sandsteine finden wir wohl in seiner Beschreibung unter den Calcaire silicieux à grain très fin jaunâtre wieder. Von Henneskevikoi beschreibt er (Bd. II, S. 104) unbestimmte Ammonitenabdrücke. Am cretaceischen Alter der ganzen Schichtserie ist wohl nicht zu zweifeln. In dem erweiterten Teile des Tales oberhalb Amassia stehen ebenfalls weiße Sandsteine, z. T. allerdings mit Tuffzwischenlagen, an. (Wohl die Roches verdâtres compact à aspect de grauwacke Tchichatscheffs.) Dann bringt eine quer über das Tal verlaufende Verwerfung plötzlich phyllitische, ziemlich hochmetamorphe Schiefer heran. Es finden sich mehrfach quarzitische und granitische Einlagerungen. Östlich vom Tale werden die Schiefer von den Sandsteinen noch überlagert, und die Straße nach Tokad, die ostwärts aus dem Tale ansteigt, gelangt bald wieder in diese Schichten. Auch im Tale des Deli Tschai, in welches sie bald wieder hinabsteigt, finden wir noch auf eine kurze Strecke die Sandsteine; dann aber werden sie von einer durch rote Bodenfärbung deutlich markierten Verwerfung endgültig abgeschnitten. Genau an der Stelle, wo diese Verwerfung den Talboden kreuzt, findet sich eine enorm wasserreiche krystallklare Quelle (bei Kaina), der ein kräftiger Bach entströmt. Leider kann man auf der Fahrt, die nun im Deli-Tschai-Tal aufwärts geht, den Schichtenbau des Gebirges nur von ferne beobachten, da die Straße in der Mitte des 1 km breiten Tal-

[1]) a. a. O. Bd. II, S. 95

bodens hinläuft. Die Schiefer streichen dem Tale parallel, also ungefähr O—W, und an den vegetationslosen Hängen kann man eine grellrote Einlagerung weithin verfolgen. Ungefähr 24 km weit folgt die Straße dem Tal. Dabei geht sie nicht in dem tiefsten Teil desselben, der eigentlichen Alluvion, entlang, sondern sie verläuft auf den gewaltigen Schuttkegelterrassen, die sich aus allen südlichen Seitentälern deltaartig in das Haupttal vorstrecken. Hierdurch bietet sich Gelegenheit, Bekanntschaft mit den Gesteinen des Abdal Dagh, aus dem die Flüsse herabkommen, zu machen. Es sind Gesteine, die petrographisch den schlesischen Grünschiefern nahe stehen, z. T. sind es genau wie jene deutlich gestreckte Diabase, meist aber Epidoturalitschiefer unklarer Herkunft; doch kommen auch noch Vertreter basischerer Magmen vor, die als Serpentinschiefer bezeichnet werden müssen. Da die Straße sich am oberen Ende des Tales südwärts wendet, so hat man hier Gelegenheit, die Gesteine aus der Nähe zu studieren. Es zeigt sich ein schneller Wechsel von Grünschiefern, Serpentinen und feinkörnigen Diabasen; auch Diabasmandelsteine setzen bisweilen auf. Dazwischen finden sich vielfach dünnplattige, meist stark mineralisierte Kalkschiefer. Weiter südlich steht, schon unterhalb der Lokalität Tschengel Boghas („Hakenschlucht"), ein basisches Eruptivgestein an, welches wohl nicht mehr der Schieferserie angehören dürfte. Es ist ein zwar epidotisiertes, aber doch recht jugendlich erscheinendes Andesitgestein. Alsbald weitet sich das Tal des Jeschil Irmak, das man hier wieder erreicht, zu einer weiten „Ova", in deren Sedimentfüllung der Fluß sich fast noch gar nicht eingeschnitten hat. Die vielen inselartig heraustretenden Einzelberge, von denen einer die Zitadelle des Städtchens Turchal trägt, zeigen uns, daß eine Ausfüllung älterer Erosionsformen bis zu einer bestimmten Höhe stattgefunden hat. In der sumpfigen oder doch leicht zu bewässernden Aue wird viel Hanf gebaut. Seine Verarbeitung ist in Turchal die vorwaltende Industrie. Die Inselberge, zwischen denen man hinfährt, hier und da auch einen niedrigen Verbindungssattel überschreitend, bestehen aus Kalken und roten Sandsteinen. Tschichatscheff rechnet auch diese zur Kreideformation. Bis Djellad geht die Straße noch am Nordhang des Tales hin und gestattet, feste hellgelbe Massenkalke zu beobachten, aus denen vereinzelte Korallenfragmente herauswittern, und in dessen Klüften und Schrunden sich braunrote Terrarossa sammelt. Eine Terrasse sehr wohl gerundeter polygener Flußschotter findet sich hoch oben am Berge, 60—80 m über der Ebene des Talbeckens. Bald hinter Djellad

neigt sich die Straße in das Becken hinab, und nur aus der Ferne kann man noch die gleichmäßigen, nach Norden fallenden und ostwestlich streichenden Kalksteinschichten beobachten. Grellrote Schiefertonbänder ziehen sich zwischen ihnen hindurch. Merkwürdigerweise bringen die Flüsse, die aus Norden dem Talbecken zuströmen, viel Grünschiefer herbei, so daß man wohl annehmen darf, daß nahe nördlich die Schiefer den Kalk wieder unterlagern.

Auf der Südseite des Tales wird eine mächtige Kalkbank vom grellroten Schieferton unterlagert, und man sieht an den vegetationslosen Hängen, wie bald der Kalk, bald der Schieferton flächebildend auftritt. Der Schichtkopf des Kalkes, von rotem Ton und weiterhin von grünlichem Mergel unterteuft, trägt die Zitadelle der malerisch in engem Tal eingeklemmten Stadt Tokad. Von dem Abhange des Zitadellenberges sieht man am jenseitigen Hange eine streichende Ost—West-Verwerfung, die Kalk im Süden gegen Mergel im Norden mit fast senkrechter Grenze abstoßen läßt. Die roten Tone sind zwischen beiden Gesteinen etwas emporgeschleppt. Eine andere nordsüdliche Dislokation bringt an der rechten Seite des Jeschil-Irmak-Tales die krystallinen Schiefer bis an den Fluß heran, so daß man in den Gärten, die sich nördlich vom Flusse in der Vorstadt ausbreiten, kaolinisierte Phyllite, saussuritische Diabase und Uralitschiefer findet. Bald südlich von Tokad gelangt man, dem Tokad-su aufwärts folgend, aus den bunten Mergeln in ein System von sericitischen Schiefern, Serpentinschiefern und Grünschiefern. Oberhalb der Abzweigung des Marul-su finden sich in diesen Gesteinen reichlich Kalklinsen. Die Schiefer fallen nördlich; aber bald werden sie von südlich fallenden roten Tonsteinen überlagert, auf die ein System dichter plattig oder parallelepipedisch brechender Kalksteine folgt. Zwischen ihnen trifft man gelegentlich auch graue Arkosen an. Die Straße steigt in einem Nebental empor und gewinnt, einen kleinen Paß überschreitend, das Quellgebiet des Marul-su. Hier auf der Paßhöhe findet man ganz unvermittelt mächtige jugendliche, wohl gerundete Flußschotter. Die Höhe südlich von den Quellen des Marul-su bildet massiger und plattiger Kalk nebst rotem Tonstein, den Abstieg gegen Tschiftlik bedecken erdige Verwitterungsprodukte. Die fruchtbare Talaue, in der diese reiche Ortschaft liegt, dürfte in der Tiefe wieder mit jungtertiären Beckensedimenten erfüllt sein; an der Oberfläche findet man nur alluviale Schotter. Bemerkenswert ist eine deutliche Akkumulationsterrasse am Osthange des Verisa-Berges. Das Gebirge des Tschamly Bel (Fichtenpaß), zu dem die Straße nun emporsteigt, besteht aus ge-

schieferten und in ihrem Mineralbestand stark umgesetzten basischen Eruptivgesteinen. Vor allem finden sich Serpentine und uralitisierte Gabbros. In letzteren findet man leukokrate (salische) Gangbildungen von aplitischem und pegmatitischem Habitus. Bisweilen wurde eigentlicher Flasergabbro beobachtet. Im Serpentin finden sich Adern von Magnesit und von kieseligem Roteisenerz. Auch zersetzte leucitführende Gesteine wurden gefunden. Die Schieferung streicht parallel den Gebirgsketten, also SW—NO. Am Südfuß des eigentlichen Gebirgskammes schließen sich steil gestellte O—W streichende Kalke an, und diese werden unterbrochen von einer Lage stark zerklüfteten und zersetzten felsitischen Orthoklas-Porphyres, der ihnen vielleicht als Decke, vielleicht aber auch als Lagergang eingeschaltet ist. Während die Kalke nördlich des Porphyrs nach Süden fallen, fallen sie südlich davon nach Norden, und an ihrer Basis treten bunte Mergel zutage. Das Tal von Jeni Han, in welches die Straße jetzt eintritt, zeigt in seinem oberen, Sandal Dere genannten Teil eine prachtvoll ausgebildete, weithin verfolgbare Terrasse in etwa 40 m Höhe über der Talsohle. Diese scheint in Zusammenhang zu stehen mit den Schotterhügeln, die weiterhin das Tal auf beiden Seiten flankieren. Immer spärlicher treten an den Flanken die anstehenden Gesteine (zunächst sind es basische Eruptivgesteine, dann massiger z. T. etwas marmorartiger Kalk) hervor. Später ersteigt die Straße die Hochebene der Terrasse, und das feste Gestein erscheint jetzt nur noch in Form von Inseln, die aus dem Schotter hervorragen. Meist sind es langgestreckte, ungefähr N—S streichende Kalkzüge; doch findet sich auch dazwischen eine steil südlich fallende geschichtete Gipsmasse, deren schönste Partien als Alabaster in einem Bruch gewonnen werden[1]). Am Nordende eines der langgestreckten inselförmigen Kalkzüge bricht eine Therme hervor. Die Schotter bestehen aus horizontal gelagerten, wohlgeschichteten Sanden und feinen bis mittelkörnigen polygenen Konglomeraten. Einzelne Lagen sind durch Kalk etwas versintert, auch findet sich eine 30 cm mächtige Kalktuffbank. Die Gesamtmächtigkeit mag etwa 200 m betragen. Das Tal des Kizil Irmak (Halys) ist in diese Schotter eingeschnitten. Der Einschnitt wird gegen Sivas hin immer flacher, so daß die Mächtigkeit der Schotter abzunehmen scheint, doch ist auch die Höhenlage des Flusses bei der Stadt 40 m höher als dort, wo die Straße ihn zuerst erreicht.

[1]) Vgl. auch Tschichatscheff: L'Asie mineure, Bd. III, S. 289.

Der inselförmige, in der Stadt Sivas aufragende Felsgipfel zeigt an seinem Nordende ein mächtiges Gipslager.

Die Straße von Sivas nach Malatia durchquert zuerst die weite Talaue des Kizil Irmak und steigt dann in Windungen auf die südlich umrandenden Höhen empor. Fast der ganze über 100 m hohe Abhang ist mit Schottern bedeckt (hierzu und zu dem Folgenden vgl. Fig 1), unter denen die Wasserrisse weißen, glasigen Gips bloßgelegt haben. Auch jüngere sekundäre Gipsablagerungen scheinen in den Tälchen, die im Schotter ausgewaschen sind, vorhanden zu sein. Östlich in der Ferne gewahrt man plattige und massige Kalksteinfelsen mit südlichem Einfallen. Die ganze Strecke des Weges, die ungefähr 20 km weit über die Höhe hinführt, liegt in gleichmäßig nach Norden fallenden Schichten. Erst durchquert man bunte Mergel mit

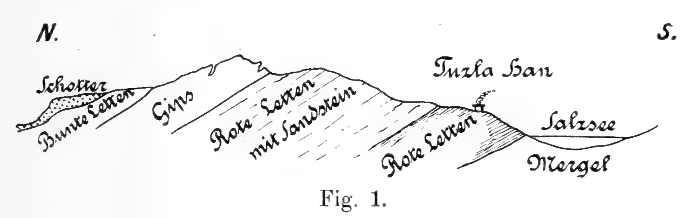


Fig. 1.

Profil von der Ebene von Sivas bis zum Salzsee bei Tuzla Han.

Gipsablagerungen, an deren Ausstrich das Wasser der selten, aber heftig fallenden Regen tiefe Schlotten ausgelaugt hat. Bestimmbare organische Reste wurden hier nicht gefunden. Kleine massenhaft im Mergel eingebettete Schalensplitter mit Längskannelierung könnten einem Dentalium zugehören. Tschichatscheff stellt die ganze Serie ins Eocän. Unter den Mergeln mit Gips folgt eine mächtige Reihe roter Sandsteinschichten, die durch kleine Tonsteinlagen in 2—3 m mächtige Bänke geschieden sind. Bald beginnt sich die Straße, die teils auf der Höhe, teils im Oberlauf kleiner Täler dahinführte, über eine geneigte Ebene herabzusenken und führt von dem Dorfe Tuzla Han (Salzdorf) hinab in ein abflußloses Becken, an dessen Boden sich ein Salzsee ausbreitet. An seinem Ufer steht ein kaiserliches Salinengebäude; doch soll die Salzproduktion hier nur sehr gering sein. Durch bunte Mergel steigt die Straße wieder an. Die Tektonik wird hier verwickelter. Die Schichten streichen zuerst N—S, dann O—W. Es treten festere Kalkbänke zwischen den Mergeln auf. Nahe vor der Paßhöhe, die nach dem Becken von Ulasch hinüberführt, kreuzt man einen Serpentinzug, der in Stunde 3 streicht und ebenso wie

die Schichten nach Süden zu fallen scheint. Er ist von einer tuffartigen Serpentinbreccie begleitet. Kurz hinter ihm erreicht man wieder ein weites, zum Salzsee von Ulasch sich langsam herabsenkendes Schotterfeld. Das Gebirge östlich von unserer Straße, dessen Schichtenbau man infolge der gänzlichen Vegetationslosigkeit prächtig überschauen kann, besteht aus steilaufgerichteten Kalksteinen, die von den Mergeln diskordant überlagert werden. Von diesen Schichten vermutet Tschichatscheff, der sie genauer untersuchen konnte, aus petrographischen Analogien, daß sie dem Carbon oder Devon angehören könnten. Ein Höhenzug aus Mergeln und krystallinem Gips trennt den großen Salzsee von Ulasch von einem zweiten kleineren. Ein ebensolcher Rücken mit steil nach S oder SO fallenden Gipslagen trennt dieses Becken von dem Tale, in welchem der verkehrsreiche Tegher Han an klarem Bache liegt. Die Höhen, die uns im Osten begleiteten, treten hier wieder dicht an den Weg heran und bilden im Tegher Dagh einen gewaltigen, den Han um viele hundert Meter überragenden Felsabsturz. In Tegher Han zweigt südwestlich die Straße nach Görün ab. Unser Weg wendet sich ostwärts im Tale des Tegher Han Su aufwärts. Die Schichten streichen dem Tal parallel und fallen mit etwa 45° nach Süden ein. Mehrfach scheinen kleinere Komplikationen in der Tektonik einzutreten. So gewahrt man am Hange des Tegher Dagh von der Höhe bei Ulasch aus eine scharfe, deutlich hervortretende Schichtenbiegung. Das Gesamtprofil ist ungefähr folgendes: im Liegenden die hellen Massenkalke des Tegher Dagh, darüber graue Mergel, z. T. auch ophicalcitische Schiefer, dann grellrote Tonsteine, dann grünschwarze Serpentine, dann ein 50—60 m starker weißer Kalkstein, darüber wieder graue Mergel, weißer Arkosesandstein und zuletzt ein fester, massiger Kalkstein (Fig. 2). Zuerst läuft das Tal in den unteren Mergeln hin, so daß die nördliche Talseite aus Kalk, die linke aus grellrotem Tonstein und schwarzem Serpentin besteht, ein seltsamer, weithin leuchtender Farbenkontrast. Noch auffälliger wirkt ein vegetationsloser blutroter Tonsteinhügel, der sich weiter östlich zwischen einer Gabelung des Tales erhebt. Die Straße wendet sich südwärts die Höhe hinauf, und selbst hier liegen 200 m über dem Tegher Han und nur noch 100 m unter der Wasserscheide zwischen Euphrat und Halys mächtige horizontal gelagerte Schotter, deren völlig ebene Oberfläche man westlich hinter dem Dorfe Maghara vorzüglich beobachtet. In Schlangenlinien windet sich die Straße über den Sandstein empor und überschreitet zuletzt den obersten Kalk, der, als Bergfirste weit

nach Westen hin verfolgbar, die Wasserscheide zwischen Euphrat und Halys, zwischen Schwarzem Meer und Persischem Meerbusen bildet. Der Kalkstein zeigt natürlich hier in exponierter Lage verschiedene bizarre Erosionsformen, woher die nahe jenseits der Wasserscheide liegende Ortschaft, die erste kurdischer Nation, ihren Namen hat: Delihli Tasch, d. h. durchlöcherter Fels.

Bereits Delihli Tasch liegt schon wieder auf einem Schuttmantel, der nach Süden zu in weit ausgedehnte mächtige Beckenschotter übergeht, in denen die Flüsse ihre Täler erodiert haben. Mehrfach sieht man eine Gliederung

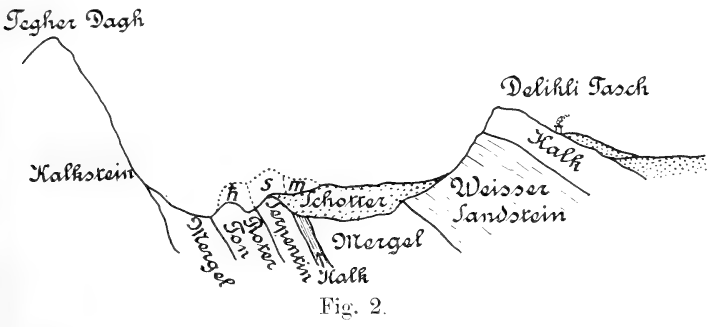


Fig. 2.

Profil nördlich von Delihli Tasch eine Stunde weiter westlich bei Tegher Han.

der oft zu lockeren Konglomeraten verfestigten Schotter durch tuffige Kalkbänke. Wir kreuzen ein südwärts gerichtetes Tal bei Hasuch Tutmas Han und erreichen dann das Kangal Su, den obersten Teil des ostwärts über Divrik dem Euphrat zuströmenden Kangal oder Tschalta Irmak. Beim Orte Kangal verläßt die Straße wieder das Tal. Die kahle Hochfläche, die sie nun kreuzt, besteht nur noch im nördlichen Teil aus Schottern, im südlichen finden wir Kalk mit Gangquarzitbrocken fast ganz überrollt. Offenbar bilden diese Gangquarze einen relativ angereicherten Verwitterungsrückstand, der sich nach Auflösung des Kalkes durch die Atmosphärilien an dessen Oberfläche angesammelt hat. Beim Abstieg in ein zu überquerendes Tälchen sieht man kleine Quarzgänge mehrfach den Kalk durchschwärmen. Weiterhin finden sich neben Kalk auch Mergel und Tonsteine mit südlichem Einfallen der Schichtung. Beim Zaghal Han setzen wieder basische Eruptivgesteine in den Sedimenten auf. Man findet Serpentine und teils glasige, teils feinkörnige, meist stark zersetzte Andesite, die durchgreifend zu lagern scheinen. Die

Tonsteine sind an ihrem Kontakt verkieselt. Aus der Zaghal Dere steigt die Straße wieder zur Höhe empor, die abermals mit Bruchstücken schaumigen Gangquarzites bedeckt ist; doch sieht man hier überall den Kalk zwischen der Überrollung hervorlugen, die von einem östlich vom Wege hinstreichenden Höhenzuge herabzukommen scheint. Dicht vor dem großen Dorfe Aladja Han steht südwestlich fallender Kalk zutage an. Dieselben Verhältnisse finden wir auch südlich vom Orte, wo wir z. T. auch wohlgerundete Schotter finden. Bald neigt sich aber die Straße in ein Tal hinab, und der Mergel mit Kalkbänken ist hier von einem Augit-Andesit-Gang durchbrochen; und talabwärts wenden sich die Schichten in ein östliches Streichen und tauchen unter eine mächtige Andesitdecke unter. Hier liegt der armselige kleine Kütschük Han. Die Gegend ist außerordentlich dürr und unfruchtbar. Von hier bis fast nach Malatia ist eigentliches Brennholz unbekannt. Man reißt die dürren Steppenkräuter, die sich an den Hängen der Berge finden, aus und verbrennt das etwas holzige Wurzelwerk. Das Hauptbrennmaterial ist indessen getrockneter Rindermist. Er wird noch halbfeucht mit trockenem Gras zu einem Teig geknetet und dann in Fladen an die Sonnenseite der Hauswand angeklatscht. Nach einigen Tagen ist er so dürr und trocken, daß man ihn wie Holzpappe zerbrechen und zerreißen kann. In dieser Konsistenz wird er als Brennmaterial verwendet und während des Sommers zu großen Wintervorräten aufgespeichert. Jenseits der Andesitdecke folgen von neuem (oder in Folge einer Verwerfung dieselben?) Mergel, abermals von einer Andesitdecke überlagert, welche zwei Wegstunden weit die Höhen nordöstlich vom Tale krönt. Im Liegenden dieser Decke fand sich im Mergel ein kleiner Durchbruch von Nephelintephrit. Die Straße wendet sich dann in einem Seitentale empor, und man sieht nunmehr flach südlich fallend Mergel von Kalk und wieder von Andesit überlagert. In den Andesit gelangt man dort, wo die Straße sich nach Süden der Ortschaft Hassan Tschelebi zuwendet, die in einem schmalen Erosionstal im Andesit liegt. Von strenggläubigen Moslems wird dies idyllische, von einem Bach mit schattenden Platanen durchflossene Dorf nicht gern zur Rast benutzt, obwohl es sehr dazu einläd. Die kurdisch sprechenden Bewohner sind nämlich Kizilbasch, d. h. sie gehören einer außerhalb des Islams stehenden Sekte an, deren verworrene Religionsanschauungen sich nur aus einer Reihe unbestimmter abergläubischer Vorstellungen zusammensetzen, etwa wie die religiösen Anschauungen unserer Zigeuner. Die Frauen gehen unverschleiert umher und genierten sich sogar nicht, am

Morgen in mein Schlafgemach einzudringen und meiner Morgentoilette zuzuschauen, bei der besonders das Zähneputzen ungeheures Staunen hervorrief. Mit Mühe konnte ich das neugierige Volk davon abhalten, den Gebrauch meiner Zahnbürste auch einmal selbst zu probieren. Von Hassan Tschelebi südöstlich bis fast nach Hekim Han folgt die Straße dem tiefeingeschnittenen Tal des Kuru Tschai abwärts durch eine mächtige Folge von Eruptivgesteinen, vorwiegend Melaphyren. Bemerkenswert ist am Ausgang des Hassan-Tschelebi-Tales ins Haupttal ein anscheinend felsitisches Gestein, welches u. d. M. viel Mikroklin führt. Bald hinter einer Talenge findet sich auch Quarzporphyr und dahinter, dessen Liegendes bildend, eine Serie von Mergeln und Kalksteinen. Weiter talabwärts folgt abermals Melaphyr; aber die Straße biegt bald östlich hinauf ins Hangende und kehrt in die Mergelschichten zurück. Hier findet sich, orographisch als Steilabsturz leicht kenntlich und durch die Straße in einem Einschnitt bloßgelegt, eine 10—12 m mächtige Kalkbank, die ganz erfüllt ist von schönen Hippuriten, deren größte Exemplare bis 20 cm Durchmesser erlangen. Diese wurden schon von LOFTUS gefunden und von WOODWARD[1]) beschrieben. Auch DOUVILLÉ[2]) erwähnt sie, und die Identität der von mir mitgebrachten Exemplare mit *Vaccinites Loftusi* WOODW. sp. wurde durch Herrn JOH. BÖHM gütigst festgestellt. Hekim Han ist ein großes, reiches Dorf rechtgläubiger Kurden mit großer Moschee und Sitz eines Kaimakams (Landrates). Südlich von Hekim Han zieht sich die Straße eine Zeitlang im Hangenden des Hippuritenkalkes, einem monogenen Melaphyrkonglomerat, hin, durchschneidet dann wieder den Kalk und wendet sich in die liegenden Mergel. Wo die Straße ins Haupttal zurückkehrt, fallen die Schichten westlich, so daß sie über Hekim Han einen Sattel bilden, und daß der obere Melaphyr, den wir nordöstlich im Tale durchwanderten, nun die westliche Talseite wieder krönt. Das Tal hält sich ungefähr in der Achse des Sattels, wie man von einem weiter südlich gelegenen Punkte prächtig überschauen kann. Die Schichtenfolge ist hier von oben nach unten folgende: unter dem hangenden Melaphyr zunächst Letten mit Hippuritenbank, dann gelbliche Massenkalke mit Caprotinensteinkernen, weiße, kreideähnliche Mergel, rote Letten, graue Konglomerate, graue Mergel mit Kalkbänken und liegender Melaphyr. Eine querstreichende Sondermulde

---

[1]) Quart. Journal 1855.

[2]) Études sur les Rudistes, Mém. Soc. Geol. de France, Paléontologie, Nr. 6, S. 212.

bringt nahe südlich vom Kesmek Köprü die Massenkalke vorübergehend fast bis in das Tal hinab. Vereinzelte Gänge andesitischen Gesteines durchsetzen die Schichten. An den Talwänden sieht man mehrfach hochgelegene Schotterterrassen, und weite Schuttkegel strecken sich von den Mündungen der Seitentäler ins Haupttal vor. Die Straße, welche die Höhe der Talwand nach einiger Zeit erreicht, senkt sich in den Oberlauf eines Seitentales herab und strebt in diesem Hassan Badrik zu. Die Gesteine sind hier ausschließlich Melaphyre, die z. T. allerdings ihr relativ jugendliches Alter durch glasiges Aussehen verraten. Die Ortschaft Hassan Badrik liegt bereits auf den Schottern der weit sich hindehnenden völlig ebenen Jazyhane Ovasy, in deren Mitte sich das Tachma Su in einem nicht sehr tief eingeschnittenen Tale hinzieht. Inselförmig ragen dicht südlich vom Orte noch 2 Andesitkuppen aus den Schottern hervor, und von ihrer Höhe gewahrt man zum erstenmal in OSO das Silberband des Euphrat. Eine der Kuppen wird von einem Doleritgang durchsetzt. Der Weg von Hassan Badrik bis zur alten Stadt von Malatia bietet keinerlei geologische Aufschlüsse, sondern geht immer nur auf den gleichmäßigen Schottern der Ova dahin, die stellenweise durch Lößdecken verhüllt sind. Erst jenseits der Ruinen des alten Melitene (Eskischehir), die noch bis vor wenigen Jahrzehnten bewohnt waren, treten unter den Schottern Kalksteine und Mergel in geneigter Lagerung hervor.

Von Malatia aus unternahm ich einen Ausflug in den östlich gelegenen Bey Dagh. Bis zum Tschiftlik Tschai folgte ich der Straße nach Charput. Sie durchquert zunächst eine Reihe NNW fallender Kalkschichten. Wo diese nördlich vom Wege unter die Schotter untertauchen, findet sich eine starke Karstquelle. Die Kalksteine werden weiterhin unterteuft von einem grauen kleinkörnigen Konglomerat, in dem sich die Spuren eines Kohlenflözes (?) gefunden haben sollen. Am Fuß der Berge breiten sich große Schuttkegel aus, über welche die Straße hinwegführt. Man erreicht bald die Alluvialaue des Tschiftlik Tschai. Ein Hügel, der sich nahe der Straße inselartig aus der Alluvion erhebt, besteht bereits aus zersetztem Diabas. Ich folgte nun dem Tschiftlik Tschai aufwärts und gelangte hinter dem Dorfe Kalikoi, einen steilen Paß überschreitend, in das Quellgebiet des engen, tief eingeschnittenen Tales von Poluscheré, dem ich bis zu dieser Ortschaft folgte. Bis hierher und auch weiterhin bis zu den seit Jahrzehnten auflässigen, übrigens recht unbedeutenden Gruben von Tepe Han besteht das ganze Gebirge aus Diabas mit phyllitischen Zwischenlagen. Man findet Diabasmandelsteine und prächtige Variolithe, deren Kugeln bis zu

$^1/_2$ cm Durchmesser erreichen. Daneben in den Schiefern bisweilen grellrote Hornsteinlagen. Malachitanflüge auf Klüften des Diabases zeigen, daß dieser wie so viele andre basische Eruptivgesteine kupferhaltige Sulfide als gelegentliche Ausscheidung führt. Nicht weit von Tepe Han setzt im Gestein eine von Quarzausscheidungen begleitete Ruschel auf. Das zermalmte Gestein ist mit Krystallen von Schwefelkies und Kupferkies imprägniert. Auf der Halde einer auflässigen Kupfergrube fand sich solches imprägniertes Gestein als Armerz abgeworfen. Man scheint also auf gelegentlichen Anreicherungen dieser Lagerstätte, vielleicht in der Cementationszone, die Kupfererze abgebaut zu haben.

Die Bevölkerung des Bey Dagh ist kurdisch, und ich hatte hier Gelegenheit, das charakteristische Volkstum dieses Landes, unverfälscht durch modern-türkische Einflüsse, zu studieren. Die Kurden tragen hier noch sämtlich den an Größe einer Wassermelone gleichkommenden bunten Turban, die $1^1/_2$ m lange Feuersteinflinte und einen Leinenkittel, dessen Ärmel in lange Zipfel endigen, welche sie geschickt bald um den Oberarm, bald um den Leib, bald um den Nacken zu verknüpfen wissen. Ich verlebte die Nächte teils im Sommerzelt der halbnomadisierenden Hirtenfamilien, die nur im Winter mit ihrem Vieh niedrige Erdwohnungen beziehen, teils im Hause des Großgrundbesitzers von Kalikoi, dem das ganze Dorf untertan ist, und der mich mit meiner 7 Mann starken Begleitung gastfreundlich und mit großer Förmlichkeit aufnahm. Das Innere des Hauses zu betreten, blieb dem Giaur freilich untersagt; aber auf der geschützten breiten Veranda, von der der Blick weithin bis zum Spiegel des Euphrat schweifte, verbrachte ich eine ruhige und durch die Heiligkeit des Gastrechtes vor jeder Gefahr geschützte Nacht.

II. Ergebnisse der petrographischen Untersuchungen.

1. Gequetschtes kleinkörniges Konglomerat.

Südlich oberhalb Ilidja bei Smyrna.

Ein buntes, brecciös erscheinendes Gestein, in welchem jedoch die Längsachsen vieler Splitter parallel gestellt erscheinen. Hierdurch und durch einen deutlich feinschuppigen Bau des fast dichten Bindemittels entsteht eine deutliche Schieferung. U. d. M. gewahrt man ein buntes Gemenge von Quarz, frischem und zersetztem Feldspat und Quarzitbrocken. Das Ganze ist

durchzogen von kleinkörnigen limonitreichen Ruscheln. Zwischen den gröberen Körnern liegt ein feines, scharfeckiges Bindemittel aus Quarztrümern zwischen denen sich kleine Calcitnester finden. In den größeren von diesen ist der Calcit meist stark verzwillingt. Ganz unvermittelt findet man in dem Bindemittel auch Anhäufungen, die nur aus Plagioklastrümmern bestehen. Es dürften hier zermürbte andesitische oder andere Plagioklasgesteine vorliegen. Epidotkörnchen sind überall reichlich eingestäubt. Die größeren Quarzkörner zeigen nur ausnahmsweise undulöse Auslöschung, ein Beweis für die geringe „oberflächliche" Druckwirkung, die das Gestein betroffen hat.

2. Grauwacke.

Aus den Schiefern beim Bergwerk Kimituria.

Ein feinkörniges, im großen grau, im kleinen bunt erscheinendes Gestein. U. d. M. gewahrt man in feinschuppiger Grundmasse scharfeckige Körner von Quarz und Orthoklas. Der erstere löscht oft etwas undulös aus und zeigt nicht selten feine, zu Reihen angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse. Die Grundmasse ist deutlich feinschuppig, und nicht selten scheinen die feinen Sericitschüppchen normal zum Rande der größeren Gerölle angeordnet zu sein. Hier und da findet sich ein gröberer Muscovitfetzen, der wohl ursprünglich dem Arkosesandstein schon angehört hat, aus dem das Gestein hervorgegangen sein dürfte.

3. Biotitandesit.

Höhen westlich vom Dorfe Gümüldur.

Ein graurotes, mattes Porphyrgestein mit teils glasigen, teils matten Feldspateinsprenglingen. U. d. M. gewahrt man eine glasige, nur wenig felsitisch getrübte Grundmasse, in der Plagioklaseinsprenglinge einzeln oder auch zu 2 oder 3 in Gruppen vereinigt liegen. Bisweilen sind sie stark von Einschlüssen der Grundmasse durchwachsen, wobei die Grundmasseneinstülpungen oft die Form negativer Krystalle annehmen. Der Feldspat ist ein ziemlich saurer Labradorit mit ca. 20^0 maximaler Auslöschung symmetrischer Längsschnitte. In den Zwillingen, die i. a. dem Albitgesetz folgen, gewahrt man auch vereinzelte quergestellte Periklinlamellen nach dem Periklingesetz. Als weitere mikroporphyrische Einsprenglinge kommen sehr dunkle, stark pleochroitische Biotite vor (olivbraun, fast

schwarz.) Nicht selten findet man an ihnen prächtige Resorptionserscheinungen. Derartige buchtig umgrenzte Biotite sind stets von einem Saum feiner Magnetitkörnchen umgeben.

4. Glasiger, kaolinisierter Trachyt.

Beim Calcinierofen des Bergwerkes Kimituria.

Ein schneeig weißes, mattes, feinkörniges Gestein. Einzelne polygonale Flecke, die aus reinem Kaolin bestehen, zeigen das ehemalige Vorhandensein von porphyrischen Feldspäten an. U. d. M. gewahrt man, daß die Hauptmasse des Gesteines trotz der starken Kaolinisierung noch aus unzersetztem Glas besteht, wenn auch freilich die Glasmasse durch Entglasungsprodukte stark getrübt ist. Auch einige kleine Feldspäte der Grundmasse sind noch unzersetzt und erweisen sich als Orthoklas, z. T. in Form von Karlsbader Zwillingen. Die großen Feldspäte sind meist völlig getrübt. Stellenweise findet man Partien, die vollkommen von Eisenoxydhydratstaub erfüllt sind. Diese Stellen haben oft einen lang-rechteckigen Querschnitt und sind demnach als Pseudomorphosen von Erz nach einem femischen Gemengteil (wahrscheinlich wohl nach Biotit) aufzufassen. Hier und da findet man mikroskopisch kleine, mit Quarz erfüllte Geoden.

5. Trachytglas.

Unweit westlich von Develikoi.

Ein schwarzes, muschlig bis bröcklig zerspringendes Glas mit einzelnen farblosen Feldspäten. U. d. M. erscheint das Glas hellbraun. Es ist durchzogen von einem engen Netz feiner Sprünge, längs deren es auf einige μ entfärbt ist. Es liegen darin vereinzelte Orthoklase und auch einige Plagioklase. Letztere erweisen sich als saurer Labradorit. Außerdem fanden sich in dem Schliff ein Augitquerschnitt und ein dunkelbrauner Längsschnitt von basaltischer Hornblende. Die 300fache Vergrößerung enthüllt noch viele kleine Augitmikrolithen, die offenbar infolge von Fluktuation zu parallelen Zügen angeordnet sind. Außerdem erkennt man drei- bis fünf-strahlige Gruppen gebogener Trichite, Apatitsäulchen, schlanke, leistenförmige Feldspatmikrolithen sowie kleine meist mit zarten Limonitflecken belegte Gasbläschen.

6. Biotitandesit.

Baumaterial in Smyrna.

Ein rötlichweißes mattes Gestein mit vielen dunkelroten scharfeckigen Einschlüssen, deutlich fluidal; hier und da blitzt

ein glasiger Feldspat auf. U. d. M. gewahrt man eine feinkörnige, felsitische oder getrübt glasige Grundmasse, in welcher unregelmäßig gewachsene Plagioklase und sehr vereinzelte Biotite liegen, deren Pleochroismus sich zwischen sehr blaßbraun und nelkenbraun bewegt. Auch Kieskrystalle und vereinzelte Plagioklase kommen vor. Ein Teil des Gesteines besteht nur aus Grundmasse, und diese ist teils deutlich fluidal, indem opake und durchsichtige Teile in Schlieren wechseln, teils ist sie eigentümlich scherbenartig, indem zerbrochene Splitter eines zuerst erstarrten Glases wie die Eisschollen eines aufgebrochenen Flusses in einem jüngeren, weniger getrübten Glas eingebettet liegen. Die Scherben haben z. T. konkavbogenförmige Umgrenzung, und wenn das Glas der Brocken sowohl als der Kittmasse völlig entglast wäre, würde man das Ganze sicher für einen Aschentuff mit zersetzten Glasfetzen halten.

7. Biotitführender Augitandesit.

Smyrna.

Ein dunkelgraues Gestein, das mit der Lupe in glasiger Grundmasse dicht gedrängte durchsichtige Feldspäte, grünlichschwarze Augite und schwarze Biotite erkennen läßt. U. d. M. zeigen sich in schwachfluidaler Grundmasse Augite, Biotite und Plagioklase. Die Augite sind meist randlich korrodiert und dann von einem feinen Kranz kleiner Erzkörnchen umgeben. Sehr häufig findet man Zwillinge nach 100. Die Biotite sind helloliv bis tiefrotbraun pleochroitisch, die Plagioklase (Andesin mit bis 18^0 steigender symmetrischer Auslöschung der Zwillingslamellen) sind reich an Glaseinschlüssen, zumeist mit kleinen Libellen. Diese Einschlüsse haben teils Schlauchform, teils die Form negativer Krystalle. Stets sind die Feldspäte etwas zonar gebaut, und zwar so, daß feine Lagen basischerer und saurerer Feldspatsubstanz ohne scharfe Grenze und in mehrfachem Wechsel einander umhüllen.

8. Augitreicher Leucittephrit.

Smyrna.

Ein mattgraues Gestein mit glänzend schwarzen, hanfkorn- bis erbsengroßen Augiteinsprenglingen. Die feinkörnige Grundmasse besteht aus wirrem Filz automorpher Plagioklasleistchen mit zwischengestreuten Augit- und Leucitkryställchen. Letztere haben meist keine kranzförmig angeordneten Einschlüsse, aber

lassen unter + Nicols eine Felderteilung durch Viellingsbildung erkennen. Die großen, sehr zahlreichen Augiteinsprenglinge sind im Schliff ganz hellgraubraun. Oft besteht zwischen Kern und Schale eine Differenz der Auslöschungsschiefe bis zu 5°. Bisweilen zeigt der Kern deutliche Sanduhrstruktur; meist ist er unregelmäßig rundlich, die Schale zeigt oft einen mehrmaligen Wechsel verschieden schief auslöschender Zonen. Zwillingsbildung tritt sehr zurück. Schlauchige Glaseinschlüsse im Augit sind häufig. Magnetit in scharfen Krystallen durchstäubt das ganze Gestein.

9. Arkose.

Aus dem Tscham Dagh bei Adabasar.

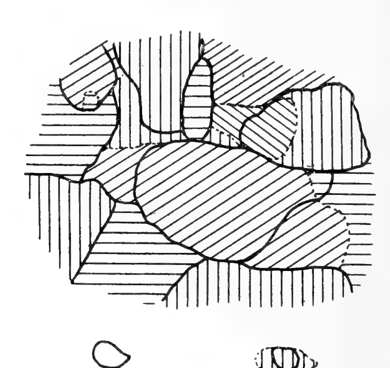
Es wurde eine Anzahl Proben aus verschiedenen Teilen des Gebirges untersucht. Sie sind sämtlich feinkörnig, graurot und mehr oder weniger verkieselt. Die Feldspatkörner des Gesteins sind meist kaolinisiert, nur in einigen Proben gewahrt man spiegelnde Spaltflächen. Derartige Gesteine sehen dann oft recht porphyrartig aus. U. d. M. erscheinen sie alle brecciös. Das Bindemittel ist meist kryptokrystallin schuppig, nur selten besteht es aus neugebildeten, stark verzahnten Quarzindividuen. Fast alle Geröllchen sind von einer schmutzigbraunen Limonitkruste umgeben. Man findet neben Körnern von Quarz, Orthoklas und Plagioklas auch Brocken eines festen Quarzites, Felsit mit unregelmäßigen resorbierten Quarzeinsprenglingen, fluidale Plagioklasgesteine und Brocken von Mikropegmatit. Die Quarze sind z. T. stark zerpreßt, zeigen Parkettstruktur und machen sich schon im Handstück durch trübe bläuliche Färbung kenntlich. Verbreitet sind geringe Neubildungen und das Bestreben eckiger Bruchstücke, zu ganzen Krystallen wieder auszuheilen. Man findet sowohl Plagioklase als Quarze, an welche sichtlich sekundär nach Maßgabe des bestehenden Raumes kleine Zwickel gleicher Substanz in gleicher krystallographischer Stellung angewachsen sind. Bisweilen erscheinen sogar die Umrisse der Körner, wie man sie im gewöhnlichen Licht infolge der feinen Eisenerzbestäubung gewahrt, völlig unabhängig von derjenigen der Individuen, wie sie die Beobachtung unter + Nicols ergibt. (Fig. 3.)

10. Phyllitischer Schiefer.

Deirmen Dere nördlich von Khendek.

Der graugrüne, fast dicht erscheinende Schiefer zeigt geringen Atlasschiller. Eine Schar paralleler, quer zur

Schieferung verlaufender, mit Erz belegter Klüfte gibt vielleicht die ursprüngliche Schichtung des Gesteines an, die schräg zur falschen Schieferung verläuft. U. d. M. ergibt sich das Gestein als feinschuppiger, staubig trüber Schiefer. Man gewahrt in ihm winzige Epidotkörnchen, Sericitflitter, Muscovitfetzen, Limonitnestchen und kleine strichförmige Anhäufungen braunen Erzes. Schmale hellere Zonen durchlaufen das Gestein, die als ehemalige Risse anzusehen sind, welche durch sekundäre Quarzausscheidung wieder verheilt sind.



Grenzen der Gerölle. — Grenzen der Krystallindividuen.

Fig. 3.

Verkieselung einer Grauwacke.
Vergr. 16 fach.

11. Dolerit.

Samsun, südlich v. d. Stadt.

Die Dolerite von Samsun sind grauschwarze, mehr oder weniger deutlich körnige Gesteine. Nicht selten, z. B. beim Tumulus, enthalten sie porphyrische Einsprenglinge von bräunlich-schwarzem Augit. U. d. M. erweist sich die Grundmasse stets als ein deutlich ophitisch struiertes Gemenge von kreuz und quer gelagerten Plagioklasleisten mit zwischengeklemmten Augiten, kleinen Olivinen und Magnetitoktaederchen. Bisweilen finden sich auch kleine Biotite. Alle größeren Einsprenglinge sind vollkommen automorph. Die Augiteinsprenglinge übertreffen oft an Rauminhalt fast die einstige Grundmasse. Auch porphyrische Olivine und Plagioklase kommen vor.

Der Augit ist grünlichgrau und neigt nur wenig zur Zwillingsbildung. Der Plagioklas ist meist basischer Labrador.

Die Olivine sind oft zu Gruppen kleiner Krystalle gehäuft, sie sind meist schon ziemlich stark serpentinisiert; doch findet man klare kleine Olivine gelegentlich als Einschlüsse im Augit. Apatit findet sich in Form zarter Säulchen in allen Doleriten.

12. Hornblendeandesit.

Südlich vom Jeni Han bei Kavak.

Das großkörnige Gestein führt in schwarzer, glasiger Grundmasse erbsengroße, weiße Feldspäte und schlanke Hornblendenädelchen. U. d. M. gewahrt man in der etwas entglasten Basis viele einzeln eingestreute Plagioklasleisten sowie große meist tafelförmige Feldspateinsprenglinge. Diese sind meist zonar gebaut und bestehen außen aus saurem, innen aus basischem Labrador. Eine Wiederholung solcher zonarer Umwachsungen wurde mehrfach beobachtet. Als Einsprenglinge finden sich ferner eine barkevikitische Hornblende mit starkem zwischen grünlichbraun und hellblond schwankendem Pleochroismus sowie untergeordnet Augit und Biotit. Die Hornblende zeigt sehr häufig Zwillinge nach 100. Bemerkenswert sind eigentümliche klumpenförmige Massen, die nur aus Hornblende und Biotit bestehen und außen sichtlich resorbiert und von einem Kranz von Erzkrümchen umgeben sind. Es sind dies wahrscheinlich Reste intratellurischer basischer Differentiationsprodukte. Einem exogenen Einschluß hingegen, dürfte eine mikroskopische Partie ilmenitreichen Plagioklasaugitgesteines entsprechen, in der der größte Teil des Augites durch sehr dunkle Hornblende verdrängt ist.

13. Augitandesit.

Durchbruchstal südlich von Kavse.

Das dunkelgraue Gestein läßt nur mit der Lupe eine feine Körnung durch automorphe Feldspatkryställchen erkennen. U.d.M. gewahrt man eine isodiametrische Grundmasse aus Plagioklas, der oft nach dem Albit und Periklingesetz gleichzeitig verzwillingt ist, aus kleinen Augitkörnchen und Magnetitkrystallen. Als Einsprenglinge finden sich viele plump-rechteckige Plagioklase, die stets innen von Einschlüssen ganz erfüllt, außen klar und einschlußfrei, jedoch von gleicher chemischer Zusammensetzung sind. Einige mikroporphyrische hellgraubraune Augite, oft mit kranzförmig angeordneten Einschlüssen, liegen dazwischen.

14. Leucittephrit.

Unweit nördlich von Amassia.

In dem braunen, feinkörnigen, fast dichten Gestein erkennt man nur mit der Lupe kleine schwarze Augitkrystalle in großer Zahl. U. d. M.: Die Grundmasse ist glasig, aber bis ins feinste durch reichliche Mikrolithen und Erzausscheidung getrübt. Ein strenger Unterschied zwischen den zahllosen kleinen und den wenigen größeren Krystallen, die in der Grundmasse eingebettet liegen, besteht nicht. Man findet einzeln oder zu Gruppen vereinigte Plagioklase, von denen die größeren meist getrübt, die kleineren klar erscheinen. Sehr zahlreich sind grünlichgraue Augite. Sie sind oft etwas gerundet, daneben fanden sich intensiv grüne Ägirinaugite, die außen in fast reine Ägirinmasse übergehen (6° Auslöschungsschiefe). Der innere Teil ist natronärmer (12° Auslöschungsschiefe). Den gleichen Natrongehalt wie die Kerne haben einige ganz kleine Ägirinaugitnadeln. Die sehr kleinen Leucite verstecken sich fast in der Grundmasse. Sie sind kenntlich an ihren stets rundlichen Querschnitten und den mehrfach beobachtbaren, kranzförmig angeordneten Einschlüssen. Als intratellurisch ist wohl aufzufassen ein dichter, fast mehr prismatischer als tafelförmiger Biotitkrystall, der eine starke Resorption durch seine rundlichen Formen und durch den dichten Schwarm von Magnetitkörnchen, der ihn umgibt, erkennen läßt. Apatit tritt nur spärlich in plumpen Säulchen auf.

15. Epidoturalitschiefer.

Südhang des Deli-Tschai-Tales.

Das graugrüne, dichte Gestein zeigt nur schwärzliche, verwaschene, hanfkorngroße Flecke und massenhaft kleine Pyritnestchen; mit Salzsäure braust es an vielen winzig kleinen Stellen. U. d. M. erkennt man sofort, daß es durch Umsetzung aus einem ophitischen Plagioklasgestein hervorgegangen ist. Das ganze Gestein ist vollkommen von Epidot durchstäubt, von Calcitnestern durchwuchert und enthält massenhafte Chloritfetzen und Hornblendesplitterchen. Die Hornblende scheint uralitisch. Sie ist fasrig und von geringem Pleochroismus. Der Chlorit sammelt sich stellenweise zu plumpen Nestern an; reichlich ist Titanitstaub eingestreut. Magnetit oder Ilmenitreste sind indessen nicht vorhanden. Die stets stark getrübten Feldspatreste gehören einem sauren Labrador an.

16. Uralitreicher Serpentin.

Nördlich von Tschengel Boghas.

Schwarzgrünes, in dünnen Splittern etwas durchscheinendes Serpentingestein, auf Klüften mit rostfarbenen Harnischen belegt. U. d. M. gewahrt man in einem völlig uralitischen, nur aus wirrem Faserfilz bestehenden Gesteine große polygonale Einsprenglinge, die völlig aus Serpentin bestehen und durch die Form ihrer Umrisse sich als ehemalige Olivine kenntlich machen. Massenhaft ist Epidotstaub eingestreut. Ferner finden sich Klumpen von feinkörnigem Titanit und scharf automorphe winzige Erzkryställchen. Eine von fasrigem Serpentin erfüllte Kluft durchzieht das Präparat.

17. Melaphyrmandelstein.

Nördlich von Tschengel Boghas.

Schwarzbraunes, feinkörniges Gestein mit weißen, braunumkrusteten Mandeln von Rübsenkorn- bis Hanfkorngröße. U. d. M. gewahrt man eine feinkörnige, deutlich intersertalstruierte Grundmasse aus regellos eingestreuten Magnetitkryställchen, Plagioklasleistchen, violettbraunen Titanaugiten und hellgrünem Glas. Der Augit ist nur gegen das Glas automorph. Er ist z. T. uralitisiert und bildet dann regellos geformte Kerne in parallel angeordneten Uralitaggregaten. Daneben finden sich scheinbar primäre, wohl sekundär neukrystallisierte Hornblenden. Eine klumpenförmige Serpentin-Carbonat-Masse war wohl ursprünglich Olivin. Die Geoden sind teils von Calcit, teils von büschelförmigem Thomsonit erfüllt. Die Säulchen dieses Zeolithes, der meist von einem Randpunkt ausstrahlend die Geoden erfüllt, sind an ihrem je nach der Lage wechselnden optischen Charakter leicht kenntlich.

18. Epidothornblendeschiefer.

Flußgeröll unterhalb Tschengel Boghas.

Das dichte, hell und dunkelgrün gefleckte Gestein ist mehr splittrig als eigentlich schiefrig abgesondert. Mit der Lupe erscheint es nephritähnlich. Mit Salzsäure zeigt es an winzigen Stellen ein leichtes Aufbrausen. U. d. M. zeigt sich, daß das Gestein wesentlich aus einer Feldspatgrundmasse besteht, die aber fast verdrängt ist durch dicht eingestäubte Epidotkörner und lange, undeutlich terminierte, wenig pleochroitische Horn-

blendenadeln. Auch etwas feinkörniger Quarz kommt zwischen den Feldspäten vor. Zwischen die oft parallel gelagerten Hornblendesplitter ist viel Chlorit eingeklemmt. Trübe unregelmäßige Titanitflecke finden sich massenhaft; der Feldspat ist meist Orthoklas, nur selten finden sich Plagioklase. Die Calcitnester bestehen meist aus wenigen großen Krystallindividuen.

19. Epidotisierter Melaphyr.

½ Stunde nördlich von Turchal.

Violettgraues, höchst feinkörniges Gestein mit vielen grünen und weißen Delessit- und Calcitgeoden. Mit Salzsäure braust es über und über. U. d. M. gewahrt man eine sehr feinkörnige, durch Parallellageruug kleiner Plagioklasleisten fluidal gestreckte Grundmasse, die zum Teil von Calcitnestern durchwuchert ist. In dieser liegen große, ganz zersetzte Feldspäte. Diese wie die Grundmasse sind stark von Epidot durchstäubt. Die Feldspäte sind außerdem erfüllt von Chloritblättchen und Sericitblättchen, so daß ihre Natur kaum mehr kenntlich ist; doch sind es sicher meistens Plagioklase. Der Epidot findet sich oft in automorphen scharfen Krystallen, die meist von kleinkörnigem Epidotstaub umgeben sind. Auch skelettförmige Aneinanderreihung staubfeiner Epidotkörner kommt häufig vor. Die Calcitmandeln sind meist nur von 2 oder 3 Krystallindividuen gebildet, und deren Orientierung beherrscht auch auf einige Bruchteile eines Millimeters den Calcit, welcher das umgebende Gestein durchtränkt, so daß diese feinsten Calcitäderchen alle gleichzeitig mit der benachbarten Mandel auslöschen. Nicht selten sind die zahlreich vorkommenden kleinen Magnetitkörner rings um die Mandelräume auffällig gehäuft.

20. Organogener Kalkstein.

Zwischen Djellad und Turchal.

Hellbrauner, dichter Kalkstein, in dem man mit der Lupe reichlich helle Quarzkörnchen und andere Gerölle erkennt. U. d. M. erscheint das Gestein etwas brecciös, und zwar erweisen sich die Brocken sämtlich als Teile von Lamellibranchierschalen, deren Struktur, obwohl sie meist etwas krystallin geworden sind, noch deutlich erkennbar ist. Auch Korallensplitter kommen vor. Mehrfach finden sich im Kalk großkrystalline Nester, deren Individuen dann stets stark verzwillingt sind. Von fremden Geröllen wurden Quarz, Ortho-

klas, Plagioklas, Biotit, Quarzit und zersetzter Granit beobachtet.

21. Uralitisches Serpentingestein.

Nordwestlich von Tokad am Nordufer des Jeschil Irmak.

Hellgraues, dichtes Gestein mit schwarzen, etwas verwaschenen Flecken. U. d. M. gewahrt man ein wirres Gemenge lebhaft doppeltbrechender Fasern, zwischen denen große Flecke fast dunkel bleiben und nur blaßviolettes Farbenspiel unter gekreuzten Nicols ergeben. Die Fasern spießen von allen Seiten in diese Flecke hinein, dazwischen findet sich Erz in scharfen Kryställchen oder auch in ilmenitähnlichen zerhackten und zerlappten Partien. Die Fasern löschen deutlich unter 14°—15° schräg aus. die dunklen Flecke stellen sich als ein zu Blätterserpentin oder vielleicht auch Pennin teilweise verwittertes Glas dar. Man erkennt noch die einst im Glas vorhandenen sternförmigen Trichitenbüschel und zarte, oft leicht gebogene Apatitstengel; zwischen den Uralitsäulchen ist reichlich feinster Epidotstaub eingestreut. Die Erzkörner ordnen sich in der Glasbasis oft zu langgestreckten Schnüren.

22. Phyllitischer Tonschiefer.

Gärten nordwestlich von Tokad.

Schneeweißer, fettig sich anfühlender Schiefer mit kleinen schwarzen Erzfleckchen. Das Gestein färbt sich mit Kobaltsolution blau, ist also nicht talkig, wie man dem Anfühlen nach vermuten könnte, sondern tonig. U. d. M. gewahrt man dicht aufeinander gepackte winzige farblose Krystallblättchen; die senkrecht zu den Blättchen stehende Richtung ist Axe kleinster Elastizität. Vereinzelt findet man gröbere Blättchen, die schräg zur Ebene der Schieferung stehen. Diese sind dann stets linsenförmig begrenzt. Die Erzflecke erweisen sich als äußerst feine, wie das Wurzelwerk eines Baumes zwischen die Blättchen des Schiefers eingreifende Limonitäderchen. Tonschiefernädelchen finden sich nur ganz vereinzelt im Gestein.

23. Saussuritischer Diabas.

Gärten nördlich von Tokad jenseits des Jeschil Irmak.

Graugrünes Gestein mit helleren und dunkleren Flecken, die zusammen ungefähr das Bild einer granitischen (nicht ophitischen) Struktur ergeben. U. d. M. gewahrt man ein unregel-

mäßig körniges Gemenge von gedrungenen Plagioklasen und Augiten. Zackige Ilmenittafeln mit weißlichem Belag sind verschiedentlich eingestreut. Der nur spärliche Quarz macht den Eindruck einer primären Bildung. Olivin oder Olivinreste scheinen zu fehlen. Vereinzelt findet sich Apatit in plumpen Prismen, die bisweilen in ihrer Mittellinie einen feinen Glaskanal umschließen, sowie halbzersetzte Orthite. Der Plagioklas ist von Epidotkörnchen vollkommen erfüllt. Es ist ein saurer Labrador von 20° maximaler symmetrischer Auslöschungsschiefe der Lamellen. Der Augit ist teils von Uralitnädelchen, teils von feinschuppigem Chlorit (Rhipidolit) durchsetzt und umrindet. Der Chlorit bildet hier und da selbständige, wirre Aggregate in den Zwickeln zwischen den anderen Gemengteilen. Die noch reichlich vorhandenen Augitreste sind von ausgesprochen violetter Farbe und zeigen auch sonst die Eigenschaften des Titanaugites.

24. Serpentin.

Nordabhang des Tschamly Bel.

Mattgrünes, völlig dichtes, schwach kantendurchscheinendes Gestein mit unregelmäßigen, schwarzen, von Erzstaub durchstäubten Flecken. U. d. M. erweist es sich als ein feinschuppiger Serpentin. Die Antigoritblättchen liegen i. a. regellos, doch ist das Gestein kreuz und quer von Rutschflächen durchzogen, in denen sämtliche Blätter parallel geordnet sind. Quer zu diesen Ruscheln verlaufen oft Zerreißungssprünge, die mit Faserserpentin gefüllt sind. Unregelmäßig oft, wirbelartig anangeordnete Streifen von Erzkörnchen durchziehen das Präparat. Bei starker Vergrößerung (600fach) erweisen sich die Erzkörnchen z. T. als zarteste Dendritenbildungen. Einmal fand sich im Präparat eine Gruppe offenbar zusammengehöriger Bruchstücke von dunkelbraungelbem, einschlußfreiem Granat (Melanit).

25. Bronzitserpentin.

Nordhang des Tschamly Bel.

Das Gestein hat unverkennbare Ähnlichkeit mit dem Bronzitfels von der Baste. Dunkelbraune, lebhaft schillernde rhombische Pyroxene sind durch ein spärliches schwarzes Bindemittel verkittet. Die einzelnen Krystalle erlangen Erbsengröße. U. d. M. gewahrt man ein unregelmäßiges, grobkörniges Gemenge von Olivin, Protobastit und etwas Diallag. Letzterer ist durch schräge Auslöschung und die charakte-

ristischen Erzinterpositionen leicht kenntlich. Der Protobastit hat gerade Auslöschung, nicht sehr hohe Polarisationsfarben und ist von feinfasrigem Bastit durchzogen. Der Olivin ist von einem engen Antigoritnetz durchädert, welches oft von massenhaften Erzkörnchen getrübt ist. Verschiedene Gleitflächen durchziehen das Gestein und sind mit parallel angeordneten Serpentinblättchen belegt.

26. Uralitaphanit.

Nordseite des Tschamly Bel.

Sehr feinkörniges, bei Betrachtung mit der Lupe deutlich ophitisches Gestein von mattgrauer Farbe. U. d. M. sieht man eine Grundmasse, die im wesentlichen aus schlank-leistenförmigen Plagioklasen mit zwischengeklemmten, vielleicht sekundären Hornblenden und scharf umgrenzten Magnetitkrystallen besteht. Der Feldspat ist ein mittelsaurer Labrador. Augitreste sind nicht nachweisbar. Das ganze Gestein ist durchstäubt von Epidotkörnchen und Chloritflittern. Die Erzkörner haben stets einen zarten Titanitsaum, sind also wohl Titanomagnetit. Bisweilen erscheinen auch skelettförmige Magnetit-Titanit-Gemenge. Diese sind vielleicht aus Ilmenit hervorgegangen. Einzelne Zwickel zwischen Feldspäten und Hornblenden sind erfüllt mit viriditischen Zersetzungsprodukten. Wahrscheinlich befand sich in diesen Zwickeln ehedem ein basisches Gesteinsglas.

27. Uralitdiabas.

Nordhang des Tschamly Bel.

Es finden sich sowohl feinkörnige als ziemlich grobkörnige, meist splittrig brechende Gesteine. Die feinkörnigen erscheinen nephritähnlich, bei den grobkörnigeren kann man bereits mit unbewaffnetem Auge den Unterschied zwischen grünlichschwarzem Uralit und bräunlich-schwarzem Augit erkennen. Die Gesteine haben stets Ophitstruktur; die Augite sind bald völlig uralitisiert, bald erkennt man noch unregelmäßig umgrenzte Reste des ursprünglichen Minerals. Die Feldspäte sind oft völlig durch ein Epidot-Chalcedongemenge ersetzt. Wo man ihre Reste noch erkennen kann, erweisen sie sich stets als basische Labradore. Die Uralite sind sehr wenig pleochroitisch und oft eigentümlich fleckig gefärbt. Kleine Risse durchziehen die Gesteine. Diese Risse sind oft mit feinkrystallinem Quarz erfüllt. Die spärlichen Apatitkrystalle erscheinen oft wie angefressen.

28. Serpentin.

Südabhang des Tschamly Bel.

Die meist dunkelgrünen Serpentine verraten ihre Herkunft von großkörnigen Gesteinen gelegentlich durch hellere oder dunklere Fleckung. U. d. M. erweisen sich die hellen Flecke als Teile des Gesteins, die reichlich mit staubfeinem Titanit bzw. Leukoxen durchsetzt sind. Die dunklen Flecke gehören den meist nicht mehr deutlich erhaltenen Augitresten an. Olivinreste sind seltener, doch erkennt man die Stellen, wo einst Olivin sich befand, leicht an einem eigentümlichen engmaschigen Netz von Streifen staubfeinen Magnetites. Bei beginnender Serpentinisierung setzen sich im Olivin erst an den zarten Sprüngen, die ihn durchziehen, beiderseits fasrige, zur Spalte senkrecht stehende Serpentinmassen an. Die Mitte der Spalte wird dabei durch ausgeschiedenes Eisenerz schwarz gefärbt. Die spätere Zersetzung des Olivines ergibt hingegen ein wirres Haufwerk von Antigoritblättchen und die Erzkörnchen sind regellos eingestreut. So entsteht (ohne polarisiertes Licht gesehen) in dem homogen erscheinenden Serpentin eine zarte schwarze Punktierung, die von einem unregelmäßigen Netz schwarzer Streifen durchzogen ist. Diallagreste wurden in diesen Serpentinen häufig gefunden; die Anordnung des Magnetitstaubes zu parallelen Liniensystemen macht sie leicht kenntlich. Hier und da sind auch noch Partien unzersetzten Diallags zu beobachten.

29. Felsitischer Orthoklasporphyr.

Südlich von Riffat Pascha Punar auf der Höhe des Tschamly Bel.

Hellgraues, felsitisches Gestein mit sehr reichlichen Einsprenglingen hanfkorngroßer, weißlich kaolinisierter Feldspäte. Die Grundmasse zeigt sich u. d. M. als fein felsitisch. Es liegen in ihr kleine leistenförmige und größere mehr rechteckige Feldspäte; letztere sind oft zu Gruppen von 2 oder 3 verwachsen. Der meiste Feldspat ist Orthoklas und findet sich oft als Zwillingskrystall nach dem Karlsbader Gesetz, doch kommt auch Plagioklas mehrfach vor. Oft ist der innere Teil der Feldspäte reichlich von Interpositionen durchsetzt, der Außenrand aber klar und frei von solchen.

30. Leucitbasanit.

Südabhang des Tschamly Bel.

Ein graugrünes, mattes, serpentinähnliches Gestein, in dem man nur mit guter Lupe eine feine isodiametrische Körnung erkennt. U. d. M. liegen in einer grünen zersetzten Glasmasse leistenförmige, zarte Plagioklase, runde helle Leucite, bunt polarisierende, meist zersetzte Olivine und Augite. Die Olivine sind z. T. skeletthaft. Die grüne ehemalige Glasbasis zeigt Aggregatpolarisation. Die Plagioklase, deren Zwillingsbau man bei ihrer großen Feinheit erst bei starker Vergrößerung genau untersuchen kann, erweisen sich als Labradore. Ein Teil des Leucites ist noch frisch und zeigt deutliche Felderteilung infolge polysynthetischer Zwillingsbildung. Einschlüsse von kleinen Glasfetzen sind meist zentral, seltener kranzförmig im Leuzit angeordnet. Scharfe Magnetitkrystalle und zarte Apatitsäulchen finden sich überall. Obgleich das Gestein anstehend nicht beobachtet wurde, ergibt sich doch aus dem frischen Erhaltungszustande im Gegensatz zu den umgebenden Serpentinen, daß das Gestein einen jüngeren Durchbruch in den älteren Gesteinen bildet, aus denen sich die Tschamly-Bel-Kette sonst zusammensetzt.

31. Uralitdiabase.

Südhang des Tschamly Bel.

Diese Gesteine sind meist ziemlich grob und deutlich ophitisch struiert. Ausnahmslos erscheinen u. d. M. die Feldspäte (Labrador) stark getrübt, teils durch Sericit, teils durch Epidot. Bisweilen sind die Augite durch die schmalen Feldspattafeln derart „zerhackt“, daß man eine Breccie zu erblicken glaubt. Der Augit ist zum großen Teil uralitisch zersetzt; dort, wo er erhalten ist, zeigt sich meist, daß er in einer ganzen Anzahl einander benachbarter Zwickel ein einheitliches Krystallindividuum bildet. Der Uralit ist dort, wo er den Augit umschließt oder in Streifen durchzieht, meist in seiner Krystallisation von der Lage des Augites abhängig. In den äußersten Zwickeln findet sich jedoch auch Uralitfilz, und dieser ist dann meist reichlich von Epidot durchstäubt. Ilmenittafeln mit ihren eigenartigen zerschnittenen Formen sind häufig.

32. Melaphyrmandelstein.

Südseite des Tschamly Bel.

Ein schwarzes, von kleinen weißen Mandeln durchsetztes Gestein. U. d. M. gewahrt man eine feine ophitische Grund-

masse bestehend aus schmalen Leistchen von basischem Labrador, chloritisch zersetztem Glas und Epidot, der als sichtlich sekundäre Bildung offenbar die Stelle eines ehemaligen Augites einnimmt. Eingestreut sind scharfe Magnetitkörner und fein dendritische Massen eines sekundären Eisenerzes, die sich besonders in der Nachbarschaft der Mandeln häufen. Diese Mandeln sind oft nur von Calcit erfüllt, der stets nur wenige große Individuen bildet. In solchen Fällen ist die umgebende Gesteinsmasse völlig durchtränkt von winzigen Calcitnestern, und alle diese Nestchen sind mit dem Calcit der benachbarten Mandel krystallographisch gleich orientiert, so daß sie bei Drehung des Tisches zugleich auslöschen und aufleuchten. Viele Mandeln haben auch einen zarten Rand von Delessit, oder es findet sich in ihnen strahliger Epidot, der den Calcit durchspießt oder oft auch ganz verdrängt.

33. Uralitischer Melaphyr.

Südseite des Tschamly Bel.

Dunkelgraugrünes Gestein mit kleinen, porphyrisch ausgeschiedenen Feldspäten, die besonders auf angewitterten Flächen deutlich hervortreten. Das Gemenge von zersetzten Feldspatleistchen und blaßgrüner Hornblende erscheint auf den ersten Blick regellos divergentstrahlig; doch erkennt man leicht, daß das Urmineral der Hornblende, obwohl seine Form durch die Büschelbildung des Uralites sehr verändert ist, intersertal zwischen die Feldspäte eingeklemmt war. Die größeren Feldspateinsprenglinge sind nur noch als große, polygonale Flecke mit Aggregatpolarisation erhalten. Magnetit- und Epidotkörnchen finden sich überall massenhaft. Apatit ist spärlich in ziemlich plumpen Körnern zugegen.

34. Schiefriger Ophicalcit.

Östlich von Tegher Han.

Grünlichbraunes, undeutlich schiefriges (parallelsplittriges) Gestein mit verwaschenen braunen, und scharfen kleinen schwarzen Flecken. In Salzsäure löst es sich leicht unter heftigem Brausen und unter Hinterlassung eines feinerdigen Rückstandes. U. d. M. gewahrt man ein äußerst feines regelloses schwammiges Netz von Calcit und Serpentin mit einzeln eingestreuten Magnetitkörnern. Der Calcit ist feinstrahlig und bildet die Maschen, der Serpentin die Füllung des Netzes.

Scharf automorph sind kleine Magnetitkörnchen und große Pyritkörner, letztere meist in Limonit verwandelt. Dem Calcit ist eine Menge winziger Epidotkörner eingestreut.

35. Kalkstein.

Südlich von Derwisch Punar.

Hellgelber, drusiger, an gewisse Zellendolomite erinnernder Kalkstein. Mit der Lupe gewahrt man in den Drusen feine warzenförmige Gebilde. U. d. M. erscheint das Gestein dicht bis auf einzelne feinkrystalline Nester, die sich dadurch, daß sie oft innen hohl sind, als Cavernenfüllungen zu erkennen geben. Die Struktur ist etwas brecciös, und die einzelnen Brocken sind sehr oft deutliche Fragmente ehemaliger Sinterbildungen, wie ihre Krustenstruktur erkennen läßt. Einmal wurde im Präparat ein gebogenes Schalenfragment entdeckt, sonst fehlen organogene Bildungen völlig. Vereinzelte Quarzkörnchen finden sich hier und da.

36. Schaumiges vulkanisches Glas, von Calcit durchtränkt.

Zaghal Han.

Schwarzes, dichtes, etwas glasiges Gestein mit kleinen, helleren, grauen und braunen Flecken, die mit starker Lupe sich als mit Mineralien erfüllte Gasporen erweisen. U. d. M. besteht die eigentliche Gesteinsmasse aus einem durch massenhafte winzige Erzkörnchen schwarz erscheinenden Glase. Bei starker Vergrößerung erweisen sich die Erzkörnchen als zarte Skelette; auch feinster Augitmikrolithenstaub ist dazwischen sichtbar. Als größere Ausscheidungen findet man fast nur sehr reichlich lange schlanke Feldspatleistchen. Fast alle sind von einem zentralen Glaskanal durchzogen und im Querschnitt rechteckig; die Längsachse ist diejenige größter Elastizität. Die beiden anderen Achsen laufen den Seiten der meist durch schiefen Schnitt rhombisch erscheinenden Querschnitte parallel. Der mediane Glaskanal erweitert sich oft an den Enden, so daß die Längsschnitte sich gabelförmig zu teilen scheinen. Selten findet man größere plumpe Feldspäte mit deutlicher Zwillingsstreifung. Die Gasporen sind teils mit Calcit, teils mit Chlorit erfüllt. Der Chlorit ist verworren schuppig; nur selten findet man am Rande Chlorit, in der Mitte Calcit. Eine gleiche Orientierung der Calcitfüllung in benachbarten Poren wurde nicht beobachtet. Bisweilen finden sich in den Calcitmandeln strahlig angeordnete Epidote.

37. Glasreicher Andesit.

Zaghal Han.

Mattblauschwarzes, dichtes Gestein. Die vielen Mandelräume sind erfüllt von nicht faserigem Zeolith, von Epidot und Zeolith oder von Chlorit. U. d. M. ergibt der Zeolith quarzähnliche Charaktere: besonders Mangel an Spaltbarkeit, jedoch etwas niedrigere Lichtbrechung und Doppelbrechung als Quarz. Es dürfte Stilbit vorliegen. Das Gestein ist höchst fein struiert. In schwarzer, an Erzkörnchen reicher Glasbasis liegen zu Tausenden zarte Feldspatleistchen, oft von den Erzkörnchen in dichten Kränzen umlagert. Zwischen dem Erz versteckt liegen Augitmikrolithen. Die Feldspatleisten sind meist nach dem Albitgesetz, z. T. auch nach dem Periklingesetz, bisweilen nach beiden verzwillingt. Einzelne größere Feldspatausscheidungen sind z. T. Plagioklas, zum geringeren Teile auch Orthoklas. Hier und da findet man ein etwas größeres erzbestäubtes Augitkryställchen.

38. Zersetzter Augitandesit.

Östlich von Zaghal Han.

Rotbraunes, dichtes, mattes Gestein mit hanfkorngroßen Feldspateinsprenglingen und kleinen Calcitmandeln. Mit Salzsäure braust es über und über. Das Gestein zeigt u. d. M. eine sehr feine Grundmasse aus erzreicher Glasbasis mit kleinen Plagioklasleisten, von zartem, oft nur einfachem Zwillingsbau. Augit ist, wohl infolge der hochgradigen Zersetzung des Gesteins, kaum mehr sichtbar. Bei starker Vergrößerung erkennt man auch hier dendritische Formen des Erzes. Viel Titanit, der überall ausgeschieden ist, läßt vermuten, daß dieses Eisenerz Titanomagnetit oder z. T. wohl sogar Ilmenit ist. Calcit erfüllt nicht nur die zahlreichen mandelförmigen Hohlräume, sondern durchwuchert in zarten Nestern das ganze Gestein. Die Mandeln sind stets von nur einem Calcitindividuum erfüllt, und die Calcitnestchen in ihrer Nähe ordnen sich meist dem benachbarten großen Krystall in ihrer optischen Orientierung unter, löschen also alle zugleich mit dem Inhalt der Calcitmandel aus. Am stärksten ist die Durchwucherung des Gesteines meist in der Nähe der spärlichen größeren Feldspat- und Augiteinsprenglinge. Diese sind oft von Calcit zum großen Teil völlig ersetzt.

39. Serpentin.

Zaghal Dere.

Die Serpentine der Zaghal Dere sind meist aus der Verwitterung grobkörniger Gesteine hervorgegangen und daher fleckig gefärbt. Nur selten sind indessen noch Reste der Gemengteile des ursprünglichen Gesteins auch makroskopisch sichtbar. U. d. M. erscheinen sie als wirres Aggregat von Antigoritblättern mit eingestreuten Erzkörnchen. Eine eigentümliche, immer wiederkehrende Erscheinung ist die Anhäufung des Erzes an der Umrandung kleiner Linsen, die innen mit schuppigem Antigorit erfüllt sind, der z. T. nach Art der

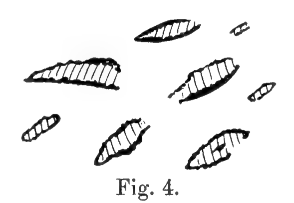


Fig. 4.

Anordnung des Erzstaubes um linsenförmige Partien im Serpentin. Vergr. 71 fach.

Kammstruktur bilateral angeordnet ist. Da das Erz oft nicht die ganze Linse umzieht, sondern die eine Spitze oder auch beide frei läßt, so entstehen gabelförmige oder aus 2 Kreisabschnitten bestehende Zeichnungen. (Fig. 4.) Klüfte die mit fasrigem, etwas höher polarisierendem Serpentin erfüllt sind, sind sehr häufig. Außer Magnetit finden sich auch hier und da schmutzigbraune Limonitfetzen und rötlich durchsichtige Eisenglanztafeln. Große Partien des Gesteines sind oft von optisch parallel gestelltem, großblättrigem Antigorit erfüllt. Gesetzmäßig angeordneter Limonitstaub läßt in solchen Partien auf die Entstehung aus Diallag schließen. Auch eine Anordnung der Antigoritblätter nach 2 sich kreuzenden Systemen (Gitterstruktur) kommt besonders in der Grundmasse vor. Hier und da finden sich Splitter von Apatitkrystallen, auch Granatkörnchen wurden gefunden.

40. Augitandesit.

Zwischen Aladja Han und Kütschük Han.

Feinporöses, dichtes, graubraunes Gestein. U. d. M. erscheint es sehr frisch. Plagioklasleisten mit Augit und Glas-

basis vereinigen sich zu typischer Intersertalstruktur. Magnetitkörnchen sind reichlich eingestreut. Hier und da zeigen sich Spuren einer Fluidalstruktur durch parallele Anordnung der Feldspatleisten. Apatit findet sich nur ganz spärlich. Der Feldspat scheint, soweit man dies an den sehr kleinen Mikrolithen bestimmen kann, ziemlich kalkreich zu sein. Als einzige porphyrische Einsprenglinge liegen im Gestein graubraune, am Rande etwas dunklere Augite. Bisweilen findet man in ihnen Rutilkörnchen eingeschlossen. Olivin wurde nicht beobachtet.

41. Augitandesit mit primärer Hornblende.

Zwischen Hassan Tschelebi und Aladja Han.

Schwarzes, glasiges Gestein mit kleinen, von Chlorit erfüllten Gasporen und vielen nicht über hanfkorngroßen Feldspateinsprenglingen. Die glasige Grundmasse ist so reichlich, daß alle Gemengteile in ihr schwimmen, meist ohne sich gegenseitig zu berühren. Erst bei etwa 300facher Vergrößerung erkennt man in ihr eine jüngere Krystallgeneration: Plagioklasleistchen, Augitmikrolithen und scharf automorphe Magnetitkörnchen. Als ältere Krystallgeneration findet sich Plagioklas, Augit und Hornblende, selten auch etwas Apatit. Der Feldspat ist sowohl nach dem Albit- als auch nach dem Periklingesetz, oft nach beiden gleichzeitig verzwillingt. Es ist ein kalkreicher Labrador; bisweilen sind die äußeren Partien des Feldspates ein wenig natronreicher. Man findet in ihm zahlreiche, oft mit Libellen versehene Glaseinschlüsse. Der Augit ist hellgraubraun, die Hornblende olivgrün. Bezeichnenderweise zeigt sie oft magmatische Resorption, die sich durch Rundung der Umrisse und Belegung der Oberfläche mit kleinen Erzkörnchen kenntlich macht.

42. Biotitandesit.

Östlich von Kütschük Han.

Das hellgraue Gestein ist teils dicht, teils zeigt es kleine glasglänzende Feldspateinsprenglinge und schwarze porphyrische Biotitschüppchen. Die Grundmasse ist u. d. M. isodiametrischkörnig. An Einsprenglingen erkennt man Plagioklase, Biotite, Augite, hier und da eine Hornblende und gelegentlich Quarze, deren autogene Entstehung aber sehr zweifelhaft ist. Ein Teil davon ist sicher sekundär, ein anderer könnte sehr wohl ein fremdartiger Einschluß sein. Der Biotit erscheint dunkel-

braun bis hellbraun pleochroitisch, die Hornblende hellolivgrün, der Augit blaß graubraun. Alle sind streng automorph. Der Plagioklas ist Labrador, oft von zonenweise etwas wechselndem Kalkgehalt. Bisweilen findet sich der Biotit gesetzmäßig mit ihm verwachsen, so zwar, daß der Glimmer mit seiner Basis parallel zu den Zwillingslamellen des Feldspates liegt. (Fig. 5.)

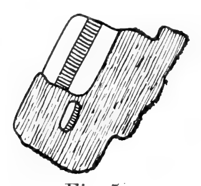


Fig. 5.
Parallele Verwachsung von Biotit und Plagioklas.
Vergr. 71fach.

43. Nephelintephrit.

Zwischen Kütschük Han und Hassan Tschelebi.

Graues, krümeliges Gestein mit vielen weißen Feldspatkörnchen. U. d. M. ist die Struktur deutlich ophitisch durch leistenförmige Plagioklase und isodiametrische, wenig automorphe Augite. Nephelinquerschnitte treten nur sehr untergeordnet im Präparat auf; meist sind sie stark getrübt. Auch die Augite sind fast völlig zu serpentinartigen Massen zersetzt. Grüne Zwickel mit lebhafter Aggregatpolarisation sind vielleicht die Reste einer zersetzten Glasbasis. Der Feldspat ist seinen optischen Eigenschaften nach ein kalkarmer Labrador, Zonarstruktur zeigt er nicht. Automorphe Magnetitkörnchen und Apatite finden sich sehr reichlich im Gestein.

44. Felsitähnliches Mikroklingestein (wohl ein Aplit).

Westlich von Hassan Tschelebi.

Braunrotes feinkörniges Feldspatgestein mit einzelnen größeren hervortretenden Individuen. U. d. M. gewahrt man außer einem festgefügten Aggregat von Feldspäten nur reichliche, alles durchwuchernde Calzitnester, etwas Titanitstaub und zackige Nester von Limonit. Primäre nicht feldspatige Gemengteile fehlen. Der gesamte Feldspat ist Mikroklin mit feiner Schachbrettstruktur, die nur selten etwas langrechteckige Form der einzelnen Individuen annimmt, so daß man auch an Plagio-

klas mit absätzigem Zwillingsbau denken könnte. Sicher liegt keine Durchkreuzung von Lamellen nach dem Albit- und Periklingesetz in einem gemeinen Plagioklase vor.

45. Biotitandesit.

Hassan Tschelebi.

In einer dicht erscheinenden Grundmasse liegen viel hanfkorngroße isodiametrische Feldspateinsprenglinge und sechseckige, öfter noch längliche Täfelchen von tombakbraunem Biotit. U. d. M. erscheint die Grundmasse felsitisch mit kleinen, einzeln eingestreuten scharf automorphen Erzkörnchen. Apatitsäulchen

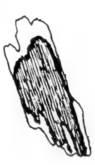


Fig. 6.

Halbresorbierter Biotit von jüngerer Biotitsubstanz umgeben. Verg. 71 fach.

und gelegentlich auch Zirkonkryställchen sind spärlich in ihm verteilt. An Einsprenglingen fanden sich Plagioklas, Biotit und Pseudomorphosen von Limonit und Calcit nach einem stengligen Mineral (wohl Augit oder Hornblende). Der Biotit ist dunkelolivbraun bis hellblond pleochroitisch. Oft ist er gerundet und von einem zarten Kranze kleiner Magnetitkörner umgeben. Einmal fand sich ein solcher magmatisch angefressener Biotitkrystall, der nachträglich mit neuer, aber etwas eisenärmerer Biotitsubstanz in paralleler Anordnung wieder umwachsen war. (Fig. 6.)

46. Zersetzter Nephelindolerit.

Nördlich von Kesmek-Köprü.

Graues, an Klüften rötlichbraunes, feinkörniges Gestein ohne porphyrische Einsprenglinge. U. d. M. sieht man ein Gemenge von kleinen leistenförmigen Plagioklasen, zwischen denen ein Gemenge von Calcit und Chlorit (wahrscheinlich Zersetzungsprodukte eines Augites) und etwas Nephelin ausgeschieden sind. In die häufigen zarten Gasporen ragt der Nephelin in kleinen idiomorphen, sechsseitigen, dicktafligen Krystallen hinein.

Magnetit in scharfen Oktaedern findet sich überall, Apatitsäulchen nur selten. Der Calcit, der das ganze in feinen Nesterchen und Äderchen durchtränkt, ist oft auf weite Strecken hin einheitlich krystallographisch orientiert.

47. Augitporphyritisches Ganggestein.

Südlich von Kesmek-Köprü.

Dichtes, bräunliches Gestein, mit kleinen, vereinzelten, kugelrunden Gasporen. U. d. M. erscheint das Gestein gleichmäßig andesitisch struiert ohne größere porphyrische Einsprenglinge. Zwischen den kleinen Plagioklasleisten sind Augite von ziemlich hochgradiger Automorphie eingeklemmt. Die farblose Glasbasis beschränkt sich nur auf die äußersten Zwickel. „Zerhackte“ Ilmenittafeln sind reichlich eingestreut. Polyedrisch begrenzte, jetzt aus Calcit und Limonit gebildete Partien sind vielleicht Pseudomorphosen nach Olivin. Mit starker Vergrößerung gewahrt man im Gesteinsglase viele Erzglobulite und Augitmikrolithen. Letztere finden sich auch als Einschlüsse in den Feldspäten. Sie beweisen, daß die Augitbildung zum Teil schon während der Ausscheidung des Feldspates im Gange war, wenn sie auch offensichtlich lange nach Ausbildung der Feldspäte noch anhielt.

48. Melaphyrgesteine.

Nördlich von Hassan Badrik.

Es finden sich in diesem Melaphyrgebiet ziemlich alle verschiedenen Erscheinungsweisen des Melaphyres beieinander, nämlich schwarze dichte Gesteine mit wachsglänzendem Bruch, blauschwarze cavernöse, dunkelgraue feinkörnige und auch hellbraune gebleichte Melaphyre mit filzig schimmernden Bruchflächen, wie sie z. B. im Melaphyrgebiet bei Görbersdorf in Schlesien vorkommen. U. d. M. bestehen sie sämtlich aus einem Gemenge von Plagioklasleisten mit zwischengeklemmtem mehr oder weniger automorphem Augit und Olivin sowie kleinen scharfen Magnetitoktaedern, z. T. auch Ilmenittafeln. Porphyrisch ausgeschieden finden sich fast nur Olivine, viel seltener auch Augite. Erstere neigen z. T. zur Bildung von skeletthaften Wachstumsformen. Der Plagioklas ist teils Andesin, teils Labrador. Die Glasbasis, wo eine solche noch nachweisbar ist, erscheint stets flaschengrün. Die Farbe der Augite ist grünlich und graubraun, nie violett. Die zarten Apatite haben

meist im Innern einen zarten kanalförmigen Glaseinschluß. In einem feinkörnigen Gestein wurde eine mechanische, nicht krystallographisch gesetzmäßige Anlagerung kleiner Augitkrystalle an die großen Olivine beobachtet. In einem anderen zeigt der Magnetit durch Aneinanderreihung der Oktaederchen Neigung zur Skelettbildung.

49. Dolerit.

Hügel dicht südlich von Hassan Badrik.

Schwarzes körniges Gestein. Auf Anwitterungsflächen treten längliche Plagioklasleisten hervor und ergeben ein ophitisches Strukturbild. U. d. M. erscheint das Gestein sehr frisch. Schlanke Plagioklasleisten durchspicken einen völlig allotriomorphen, grünlichgrauen z. T. etwas ins Violette gehenden Augit. Dieser ist auf weite Strecken hin krystallographisch einheitlich, so daß oft 15 bis 20 benachbarte Augitzwickel bei der Drehung des Tisches gleichzeitig auslöschen. Olivin ist reichlich eingestreut. Er ist älter als Augit und Plagioklas und von gerundet automorpher Umgrenzung. Eine braungelbe, meist stark zersetzte Glasbasis beschränkt sich auf die äußersten Zwickel zwischen den Feldspäten und auf dünne Häute zwischen Augit und Feldspat. Ilmenittafeln sind reichlich eingestreut. Die zarten, schlanken Apatitsäulchen sind an einzelnen Stellen auffallend gehäuft.

50. Kalk-Melaphyrbreccie.

Schotter des Tschiftlik Tschai.

Das Gestein ist ein feinkörniges, brecciöses Gemenge von braunrotem, zersetztem Eruptivgestein, welches ein Zement von Calcit und Epidot verkittet und durchsetzt. U. d. M. erkennt man, daß die Brocken verschiedenen Eruptivgesteinen angehören. Die Gesteinssplitter sind z. T. selbst wieder schaumig cavernös, und die Gasporen sind dann natürlich ebenfalls von Calcit erfüllt. Die Gesteine sind sämtlich Plagioklasgesteine. Es finden sich olivinfreie und olivinreiche, glasarme und glasreiche Gesteine, auch solche, die fast gänzlich aus einem fluidal struierten, jetzt freilich meist zersetzten Glase bestehen. Die Calcite des Bindemittels sind stark verzwillingt.

51. Serpentinisierter Gabbro.

Kalikoi.

Granitisch körniges Gestein mit saussuritischen Feldspäten und zersetzten, nicht näher bestimmbaren femischen Gemeng-

teilen. U. d. M. erscheint fast das ganze Gestein serpentinisiert und von Kalkäderchen durchzogen. Die Umrisse der Feldspäte sind als Areale ohne Erzdurchstäubung eben noch sichtbar, die femischen Gemengteile sind ersetzt durch einen Serpentin mit schöner Gitterstruktur.

52. Porphyritmandelstein.

Zwischen Kalikoi und Poluschere.

Die dunkelbraunroten Gesteine sind durchsetzt von kleinen Mandelräumen und von porphyrischen Feldspateinsprenglingen, die selten mehr als hanfkorngroß sind. U. d. M. gewahrt man in einer meist sehr feinkörnigen Grundmasse aus Plagioklasleisten und Augit und Glas, die beide zu einem Aggregat von Epidot und Chlorit zersetzt sind, einzelne größere, meist kurz rechteckige Labradorquerschnitte, meistens in den mittleren Teilen klar, in den äußeren stark von Glasinterpositionen durchsetzt. Bisweilen findet man an ihnen deutliche protoklastische Zerbrechungserscheinungen. Als akzessorisch treten Apatit und vor allem viel Magnetit auf. Die Mandelräume sind teils von einheitlichem verzwillingten Calcit erfüllt, teils führen sie einen schmalen Epidotrand, z. T. auch strahligen, von einem Randpunkt ausgehender Epidotbüschel. Auch zarte Chloritränder kommen in den Geoden vor.

53. Saussuritgestein.

Zwischen Kalikoi und Poluschere.

Graugrünes, ziemlich grobkörniges, diabasähnliches Gestein. U. d. M. erweist sich das Gestein als völlig zersetzt. Kein primäres Gemengteil ist mehr vorhanden, nur noch undeutlich sind die Umrisse der ehemaligen Ausscheidungen zu erkennen, jedoch auch diese nicht so, daß man die Struktur des Gesteins bestimmen könnte. Rundliche Flecke von teils krystallinkörnigem, teils kryptokrystallinem Epidot mit Chlorit scheinen die ehemaligen Feldspäte anzudeuten. Die femischen Gemengteile sind in ein von Limonit durchstäubtes Gemenge von Calcit, Epidot und etwas Quarz verwandelt. Letzterer bildet auch einzelne erzfreie Nester. Lediglich der Apatit ist vom ursprünglichen Gestein noch unversehrt geblieben.

54. Variolit.

Tepehan Maden.

In schwarzer, kryptokrystalliner Grundmasse liegen Variolen von Hanfkorn- bis Erbsengröße von violettgrauer Farbe. U. d. M. erweist sich die Grundmasse als ein Gemenge von Chlorit und wenig Quarz nebst fein eingestäubten Magnesitoktaedern. Die Variolen sind oft aneinander ein wenig plattgedrückt, also nicht voll kugelrund. Sie bestehen aus einem nicht ganz streng, sondern nur ungefähr zentrischen Knäuel feiner baumförmiger Mikrolithen. In der Mitte findet sich oft eine schmale, lange Feldspatleiste. Diese enthält oft eine zarte, mittlere, durch Glaspartikel getrübte Partie und einen klaren einschlußfreien Saum. Der Außenrand der Variolen ist stets reichlich von Erz bestäubt; darunter folgt als nächstältere Schicht eine mattgraue, wohl nur aus Titanit bestehende Masse. Der Hauptteil des kugelförmigen Gebildes besteht aus baumförmigen-dendritischen Wachstumsformen winziger Augitmikrolithen und staubfeinen grauen Titanitkörnchen, die sich ebenfalls oft zu skelettförmigen Massen vereinigen. Auch Erzdendriten finden sich zwischen den Mikrolithen. Die Grundmasse zwischen dem Geäst ist erfüllt von Plagioklassubstanz.

Das Gestein ist durchzogen von mikroskopischen Quarzäderchen, die die Variolen sowohl als die Grundmasse durchziehen. Man findet in ihnen ziemlich grobe Epidotkörner und Chlorit in der bekannten geldrollenartigen Aggregation.

III. Die allgemein geologischen Ergebnisse

meiner Reisen waren, wie dies bei dem rein technischen Zweck derselben ja leider vorauszusehen war, nur unbedeutend. Von einigem Interesse ist vor allem die Auffindung devonischer Schichten östlich von Adabasar. Die Facies stimmt ziemlich genau mit derjenigen des Bosporus überein. Noch näher scheint die Beziehung zu dem von Toula[1]) bei Pendik und Kartal gefundenen Devon am Nordufer des Golfes von Ismid. Hier sollen genau wie im Tscham Dagh Sandsteine die Schiefer- und Kalksteine überwiegen. Es zeigt sich, daß das Devonische Meer sich also wesentlich weiter erstreckte, als man bisher annehmen durfte, auch zeigen die Schichten von Kestane punar noch keine eigentliche küstennahe Facies, so daß ein Vorkommen

[1]) Neues Jahrbuch 1899. Bd. I, S. 63.

weiterer Devonfundpunkte im Süden oder Osten wohl zu erwarten steht. Ob freilich ein Zusammenhang des bithynischen Devons mit den cilicischen jemals mit einiger Wahrscheinlichkeit wird angenommen werden können, muß dahingestellt bleiben. Die Facies des letzteren ist nach SCHAFFER[1]) der des nordwestlichen Devons ähnlich. Namentlich sind auch hier die an Spiriferen reichen rostbraunen Sandsteine nachgewiesen.

Die weite Verbreitung halbmetamorpher Schiefer, in denen sich höchstwahrscheinlich ein guter Teil des Palaeozoicums versteckt, die schon aus dem westlichen Kleinasien bekannt war, hat sich auch für das östliche Anatolien bis an die armenische Sprachgrenze gezeigt. Bemerkenswert ist auch der große Reichtum der Oberen Kreide an basischen Eruptivdecken. Es kann nach meiner Überzeugung keinem Zweifel unterliegen, daß die Ergüsse von doleritischen und andesitischen Gesteinen zumal in der Gegend von Hekim Han konkordant zwischen denselben Mergeln, Arkosen und Tonsteinen liegen, in denen sich auch die Kalkbank mit *Hippurites* fand. Daß die Kreide sich im östlichen Anatolien in alpiner, kalkiger Hippuritenfacies finden würde, war von vornherein zu erwarten. Es muß im Gegenteil befremden, daß sie so reich an Mergeln, Tonsteinen und selbst Arkosen auftritt. Es scheint sich hier die Obere Kreide bereits der Flyschfacies etwas zu nähern, wie wir sie allenthalben an der Nordgrenze des Hippuritengebietes antreffen. Daß unter den Eruptivgesteinen des östlichen Anatoliens sich mehrfach solche mit Leucit- und Nephelingehalt finden, war ebenfalls vorauszusehen, nachdem schon mehrfach Eruptivgesteine des essexitischen Magmatypus aus Kleinasien beschrieben waren (Kulait von Kula Leucittephrit von Trapezunt), ebenso die weite Verbreitung von Serpentingesteinen. Bemerkenswert ist es aber, daß diese Serpentine nicht nur wie im Süden Kleinasiens späteren Zeiten der Erdgeschichte, besonders dem Eocän, wahrscheinlich zuzurechnen sind, sondern daß sie auch in großer Menge in Verbindung mit Grünschiefern als Bestandteile der halbmetamorphen Schiefer im alten Kern der Faltungsgebirge sich finden.

Einer eingehenderen Besprechung scheint mir die weite Verbreitung hochgelegener Schotterterrassen und gewaltiger Akkumulationen in Erweiterungen der Täler würdig zu sein. Vom westlichsten bis zum östlichsten Anatolien, ja tief nach Türkisch-Armenien hinein, tritt uns allenthalben dieselbe

---

[1]) PETERMANNS Mitteil., Erg.-Heft Nr. 141.

charakteristische Ausbildung der Flußtäler entgegen. Mit schnellem Laufe über Stromschnellen und kleine Wasserfälle eilen sie zwischen steilen jugendlichen Talwänden dahin und treten dann plötzlich in große, vollständig ebene beckenförmige Talweitungen, die sie teils in mäandrierendem Laufe langsam durchziehen, teils in niedrigen Cañonschluchten, welche sie in die stets sehr mächtigen Akkumulate am Boden der Becken eingefressen haben, durchschneiden. Am deutlichsten findet man die „Ovabildungen“ im Gebiete der großen Ströme des Ostens, besonders des Halys und des Euphrats. Scharf setzen sich die meist fruchtbaren Auen gegen die umrandenden unwirtlichen schroffen Gebirge ab, und um von einer Ova in die andere zu gelangen muß man entweder hohe Gebirgspässe überschreiten oder seinen Weg durch enge, vom Fluß fast völlig erfüllte steilwandige Gebirgstäler nehmen. Diese Natur des Landes ist außerordentlich wichtig für das Verständnis der älteren Kultur desselben, für die mit Naturnotwendigkeit sich ergebende Zersplitterung in kleine Einzelstaaten, die in sich fest gefügt nur dem Namen nach oder nur durch besonders kraftvolle Herrscher zu großen Reichen zusammengehalten werden konnten. Jede Ova ist ein kleines Reich für sich, und wir finden auch fast stets nur eine größere alte Stadt, welche eine solche Talaue beherrscht. Meist liegt sie am Rande der Ebene auf einem besonders steilen, strategisch günstigen Gipfel der Vorhöhen des umgebenden Gebirges. Der Boden ist meist ungemein ertragreich, wenn er künstlich bewässert werden kann, und wir brauchen wohl nicht daran zu zweifeln, daß im Altertum Bewässerungsanlagen in großem Maßstabe vorhanden und wohl auch leicht herzustellen waren, weil die umgebenden Gebirge, wenn auch nicht dicht bewaldet, so doch sicher nicht so vegetationslos waren, wie dies jetzt der Fall ist. Wir müssen uns also wohl im Altertum das östliche Anatolien und Armenien besetzt denken mit einer Reihe kleiner von einander unabhängiger Städterepubliken, die nur lose untereinander zusammenhingen, und die bald diesem, bald jenem Könige tributpflichtig waren, im übrigen aber, solange nicht Mißernten eintraten oder das eigene Ackergebiet zum Schauplatz eines Krieges wurde, ihr Einzeldasein unabhängig vom Lauf der großen Weltgeschichte in ewig gleichem Wechselspiel fristeten. — — Im Innern des westlichen Kleinasiens schließen sich die jugendlichen Schotteranhäufungen zu einer gewaltigen Fläche, einer Ova größten Stiles, zur Lykaonischen Senke zusammen. Da hier die kleinen und größeren aus den Gebirgen hervortretenden Flüsse nicht weit ins Innere der Ebene eindringen können,

sondern schon nahe am Rande versiegen, so bildet sich ein Steppencharakter der Landschaft aus. Nahe den Küsten im nördlichen, westlichen und südlichen Teile des Landes fehlen die Talebenen fast völlig, doch zeigen uns die gewaltigen Akkumulationsterassen, daß auch hier eine Zeit geherrscht hat, wo die Erosion fast ganz aufgehoben war, und eine allgemeine Auffüllung aller bestehenden Hohlformen im Gange war.

Die charakteristischen Oberflächenformen Kleinasiens erklären sich sehr einfach durch die Annahme, daß nach einer Zeit ausgereifter Erosion eine beträchtliche Höherlegung der Erosionsbasis erfolgte, durch die sich alle Täler auf mehrere hundert Meter Höhe mit Schottern und lacustren Sedimenten füllten, eine Zeit, in der wie man zu sagen pflegt, das Gebirge in seinem eigenen Schutt erstickte. Fanden wir doch jugendliche Schotter in ungeheurer Mächtigkeit sogar dicht unter dem höchsten Grat des östlichen Anatoliens, der Wasserscheide zwischen Halys und Euphrat. In relativ jugendlicher Zeit ist dann die Erosionsbasis wieder tiefer gerückt und ein neues Flüssesystem hat sich in das Gelände eingeschnitten, teils dem alten folgend, teils auch kreuz und quer die Riegel zwischen den ehemaligen Flußtälern durchsägend. Dieser letztere Prozeß ist noch jetzt im Gange, und viele hunderttausend Jahre werden noch vergehen, ehe die Flußtäler ausgereift und die alten Seebecken und Schotterterrassen wieder ausgeräumt sein werden. Die großen Deltas des Halys und Iris, vor allem aber die jungen Aufschüttungen des vereinigten Euphrat und Tigris an ihren Einmündungen in den persischen Golf geben uns Beweis vom rastlosen Fleiß, mit dem die Flüsse bei dieser Arbeit beschäftigt sind. Fragen wir uns nun nach dem geologischen Alter der Vorgänge, so finden wir zunächst einen Anhalt an dem mehrfach beschriebenen Vorkommen pliocäner Reste in den Schichten der Lykaonischen Senke. Auch in den übrigen Ovabildungen nimmt Tschichatcheff teils als durch Fossilen bewiesen, teils aus Analogie abgeleitet, ein pliocänes Alter an. Nun wissen wir, daß im ganzen östlichen Mittelmeer in sehr später, postpliocäner Zeit ein Stufenabbruch stattgefunden hat und daß besonders das Ägäische Meer eine überaus jugendliche Bildung ist. Wir werden nicht fehlgehen, wenn wir diesen jugendlichen Abbruch für die Neubelebung der Erosion in Kleinasien verantwortlich machen. Bedenken wir aber, daß im südlichen Kleinasien z. B. durch Tietze jungtertiäre marine Schichten in beträchtlicher Meereshöhe lagernd nachgewiesen wurden, so müssen wir annehmen, daß es sich nicht nur um einen Einbruch des jetzigen Meeresgebietes, sondern zugleich um eine Hebung

des Festlandes gehandelt hat. Die hochgelegenen marinen Schichten zeigen uns aber auch, daß die zur Bildung der Ova geforderte hohe Lage der Erosionsbasis tatsächlich bestanden hat. Wir müssen indessen annehmen, daß sie in früherer Zeit schon einmal wesentlich tiefer lag. Wie hätten sich sonst die weiten Becken bilden können, in denen sich die jugendlichen Binnensedimente absetzten?

PHILIPPSON[1]) hat, auf den älteren Arbeiten NEUMAYRS fußend, die Geschichte der Entstehung des Ägäischen Meeres uns sehr genau bekannt gemacht. Es zeigt sich, daß am Ende des Miocäns das Mittelmeer nur auf den westlichen Teil seiner jetzigen Ausbreitung beschränkt war, daß aber im Norden des Balkans, der Ägäis und Kleinasiens erst ein großes, dann mehrere kleinere getrennte Süßwasser-Becken bestanden, in denen sich die sarmatischen Schichten absetzten, und die südwärts bis ins Gebiet der Dardanellen reichten. In der folgenden pontischen Zeit war im Gebiet der Ägäis und nördlich davon Festland, und erst später bildeten sich wieder ausgedehnte Seebecken, die besonders in Thrakien wohlerhalten sind. Die Süßwasserfauna wird aber in diesen sogen. levantinischen Schichten stellenweise und zeitweise durch eine brackische verdrängt, welche uns beweist, daß das Meer hier und da zu diesen Seebecken Zutritt hatte. Hier finden wir also den deutlichen Beweis einer bedeutenden relativen Höhenlage des Meeresspiegels und somit der Erosionsbasis, wie wir sie zur Erklärung der Entstehung der Ovalandschaften gefordert hatten. Im Oberpliocän setzt dann kräftige Erosion ein, und wir finden allenthalben Landtiere in den oberpliocänen Sedimenten. — Das Alter einer abgetrennten Schichtengruppe läßt sich zwar mit Sicherheit nur mit Hilfe organischer Reste durch paläontologische Untersuchungen entscheiden; da aber die wenigsten unter den horizontalen Schichten der Talbecken Kleinasiens bis jetzt organische Reste geliefert haben, so sind wir wohl berechtigt, diesen Schichten vorläufig und bis zum Beweise des Gegenteiles levantinisches Alter zuzuschreiben. Auf der Insel Kos finden sich Meeresbildungen bis zu 200 m Höhe, und NEUMAYR ist geneigt, diesen ein altdiluviales Alter zuzuschreiben. Wenn dies richtig ist, so haben wir allerdings eine zweite noch spätere Höherlegung der Erosionsbasis anzunehmen; aber daß erst seit Rückgang dieser die gewaltigen Durchbruchstäler entstanden

[1]) Verh. VII. internat. Geogr.-Kongr. 1899. Verh. Ges. f. Erdk. 1897. HETTNERS Zeitschr. 1898.

sein sollten, in denen der Halys, der Iris und der Euphrat mit seinen Nebentälern die vielfachen Beckenbildungen aufgeschlossen hat, will recht unwahrscheinlich klingen. Nicht unmöglich wäre es aber, daß z. B. die gewaltigen Schottermassen im mittleren Mäandertal, die dicht hinter der Stadt Aïdin so prachtvoll aufgeschlossen sind, ihre Entstehung dem Rückstau des Flusses in dieser Zeit verdanken. Höchst auffallend ist übrigens die Ähnlichkeit der Geschichte unseres Landes mit derjenigen der Dinariden, wie sie durch neuere Forschungen Grunds und anderer festgestellt wurde. Wir finden hier oligocäne Faltung, dann miocäne Verrumpfung, spätpliocänen Stufenabbruch und seitdem kräftige Erosion, die allerdings hier, der Natur der Gesteine entsprechend, sich als Verkarstung geltend macht. Die oligocäne Faltung wird uns in Kleinasien allenthalben durch die geneigte Schichtenstellung des Eocänes bewiesen. Von einer miocänen Verrumpfung erzählt uns die auffallende Gipfelgleiche weiter Gebiete, und auch die Formen der Ovabecken lassen einen älteren, weitausgereiften Erosionszyklus vermuten. So machen sich bis ins innerste und östlichste Anatolien hin die Wirkungen der jungen Krustenbewegungen bemerkbar, die wir an der Westküste und in der ganzen weiteren Umgegend der Ägäis so prachtvoll verfolgen und studieren können.

Manuskript eingegangen 19. Juli 1909.]

17. Beiträge zur Kenntnis der Tektonik des Ostendes der Weißensteinkette im Schweizer Jura-Gebirge.

Von Herrn H. Gerth in Bonn.

(Hierzu Tafel VII—IX und 8 Textfiguren.)

Die Weißensteinkette, die südlichste Kette des Solothurner-Jura, wird nahe ihrem Ostende zwischen Solothurn und Olten von einem Quertal, der Klus von Önsingen durchbrochen. Nur wenig weiter östlich wird auch die nächstfolgende Jurakette von einer solchen Klus, der Mümliswiler Klus, durchschnitten. Diese beiden Klusen haben schon oft das Augenmerk der Geologen auf sich gelenkt, besonders nachdem man erkannt hatte, daß es sich nicht um die einfache Durchsägung regelmäßiger Juragewölbe handelt, sondern daß die Ketten an den Stellen, an denen sie von den Quertälern durchbrochen werden, auch ganz anormal gebaut sind.

Durchquert man eine der beiden Klusen von Süden nach Norden, so trifft man zunächst auf den bei oberflächlicher Betrachtung vollkommen normal entwickelten Südschenkel des Gewölbes (man vgl. die Kartenskizze Fig. 1 der Önsinger Klus S. 522.) Auf die Kalkmassen des oberen und mittleren Malms folgt die Kombe des Argovien und hierauf der Dogger mit den Kalken des Rogensteins. Letztere ziehen, als Terrainkante stark herausragend, am Gehänge hinauf und bilden die hoch oben weit zurückliegende Wand der zirkusartig erweiterten Klus. Tief unten am Boden der Klus treffen wir im Scheitel der Antiklinale an einer Stelle, an der man Lias und Keuper erwarten sollte, ein Gewölbe aus oolithischen Kalkbänken, das sich bei genauer Prüfung ebenfalls als Rogenstein erweist. Auf dieses tiefliegende Doggergewölbe folgt nach Norden hin die Argovienkombe und schließlich die Malmkalke des Nordschenkels in offenbar normaler Lagerung. Auf der Nordseite zieht das Band der Malmkalke am Gehänge hinauf und bildet die oben zurücktretende Wand des Klusenzirkus, deren südlicher Teil, vom Malm nur durch eine schmale Scharte getrennt, aus Rogenstein besteht.

Um diese anormalen Lagerungsverhältnisse zu erklären, nahm MÜHLBERG[1]) an, daß, nachdem im Scheitel der Antiklinale ein Längstal bis auf den Dogger erodiert war, der Südschenkel über den Nordschenkel heraufgeschoben worden sei[2]). Indem MÜHLBERG von der Annahme ausging, daß das tiefe Doggergewölbe im Zentrum der Klus seitlich unter die hoch oben weiter zurückliegenden Doggerwände fortsetze, hat er sie in seinen Profilen in eine Ebene untereinander projiziert und durch eine flach nach Süden geneigte Überschiebungsfläche getrennt. GREPPIN[3]) glaubte eine Faltenverwerfung zu sehen, an der der Nordschenkel abgesunken und der südliche Teil des Gewölbes überschoben sei. ROTHPLETZ[4]) nahm eine flach nach Süden geneigte Bruchfläche an, auf der die Überschiebung durch seitlichen Druck in der Tiefe erfolgt sein soll.

Während alle diese Deutungen eine Überschiebung von Süden benötigten, glaubte STEINMANN[5]) die Verhältnisse am besten durch zwei von Norden her in die Kette einspringende und sich schiefwinklig schneidende Verwerfungen erklären zu können, die auf der Nordseite der Antiklinale einen dreieckigen, in die Tiefe gebrochenen Ausbiß erzeugten. Diese zweifellos einfachste Erklärung hat eine scharfe Erwiderung MÜHLBERGS[6]) hervorgerufen, durch die sich STEINMANN veranlaßt sah, eine genaue Kartierung des Klusengebietes in Angriff zu nehmen.

Im Jahre 1907 hatte Herr Prof. STEINMANN die Güte, mich mit der Fortsetzung dieser Arbeit zu betrauen, die ich in den letzten Sommern während der akademischen Ferien vollendet habe. Die geologische Aufnahme im Maßstabe 1 : 25000 umfaßt das zwischen Egerkingen, Langenbruck und Oberpipp,

---

[1]) MÜHLBERG, F.: Bericht über die Exkursion der Schweizer. geolog. Gesellsch. Eclog. geol. Helvet. III, Lausanne 1892, und Geolog. Exkursionen im östlichen Jura. Livret-Guide géol. VI. Congrès géol. intern. Zürich 1894. Exk. 5, Taf. V.

[2]) Die größte Schwäche der MÜHLBERGschen Erklärung, die starke Erosion in der Zeit zwischen der Auffaltung und dem Eintreten der Überschiebung, glaubte BUXTORF (Ber. d. oberrhein. geol. Ver. Heidelberg) 1909, S. 85) neuerdings beseitigen zu können; er nimmt an, daß die ursprünglich auf dem tiefen Doggergewölbe liegenden Malmschichten vor der Stirn der Überschiebung aufgestülpt und angehäuft worden seien.

[3]) GREPPIN, ED.: Einiges über die Orographie der Umgebung von Langenbruck. Verhandl. naturforsch. Gesellsch. X. Basel.

[4]) ROTHPLETZ, A.: Geotektonische Probleme. Stuttgart 1894.

[5]) STEINMANN, G.: Zur Tektonik des nordschweizerischen Kettenjura. Zentralblatt f. Min. Stuttgart 1902.

[6]) MÜHLBERG, F.: Zur Tektonik des nordschweizerischen Kettenjura. Zentralblatt f. Min. Stuttgart 1903.

Laupersdorf, Ramiswil gelegene Stück der Weißenstein- und Farisbergkette. Herr Dr. Delhaes hat das entsprechende Stück der Paßwangkette kartiert, und Herr Dr. Grosch ist mit der Untersuchung der nördlich anschließenden Überschiebungszone beschäftigt. Beide Arbeiten sind der Vollendung nahe, und wir hoffen noch gegen Ende dieses Jahres eine gemeinsame Karte in Buntdruck, begleitet von aneinander schließenden Profilen durch die drei Ketten des Faltenjura und die Überschiebungszone bis in den Tafeljura veröffentlichen zu können.

Um mir einen Überblick über den Bau der Ketten zu verschaffen, habe ich auch die angrenzenden Gebiete begangen und namentlich einen Monat des letzten Herbstes darauf verwandt, die Weißensteinkette sowohl nach Osten als auch nach Westen bis zur Rötifluh genauer zu untersuchen. Auf den anormalen Bau dieser Kette zwischen dem Gebiet der Klusen und dem Weißenstein hat in neuerer Zeit wieder Mühlberg[1]) hingewiesen[2]). Von Walden (südwestlich Önsingen) bis zur Balmfluh am Ostende des Weißensteins sind vom Südschenkel der Kette nur der Muschelkalk, Keuper und Lias einigermaßen normal entwickelt, während alle höheren Schichten nur stellenweise in stark gestörter, überkippter Lagerung oder in Gestalt unvollständiger isolierter Reste vorhanden sind. Dafür finden wir zwischen Niederpipp und Attiswil, der Kette vorgelagert und weit in das Molasseland hinausragend, mächtige Dogger- und Malmmassen, teils zertrümmert und wirr durcheinander liegend, teils noch im Zusammenhang und flach gegen die Kette einfallend. Mühlberg glaubte die tektonische Störung von der Önsinger Klus über die Schwengimatt, Wolfisberg, Farnern, Günsberg bis in die Gegend der Einsiedelei nördlich Solothurn verfolgen zu können. Hier als Verwerfung entwickelt, findet an ihr, nach diesem Autor, östlich Günsberg eine Überschiebung aus Süden statt, die im Gebiete der Klusen ihr größtes Ausmaß erreicht. Die ungeheuren Bergsturzmassen der Gegend von Oberpipp rekrutieren sich aus den abgestürzten Komplexen des Südflügels der Kette. Im Anschluß an seine schöne Monographie des Weißensteins[3]) hat kürzlich auch Buxtorf vier Profilentwürfe durch die Gegend von Günsberg

---

[1]) Tektonik d. nordschw. Kettenjura, S. 481.

[2]) Ein im wesentlichen richtiges Bild der dortigen Verhältnisse gibt schon die Skizze Gresslis; Observations géologique sur le Jura soleurois. N. Denkschrift d. schweiz. naturforsch. Gesellsch. II 1838 Taf. I.

[3]) Buxtorf, A.: Geologische Beschreibung des Weißenstein-Tunnels und seiner Umgebung. Beitr. z. geolog. Karte d. Schweiz. N. F., Lief. XXI. Bern 1907.

veröffentlicht, er erklärt die Reduktion des Südschenkels in dieser Gegend durch eine Überschiebung des nördlichen Teils der Kette über den Südschenkel von Norden nach Süden. Diese interessanten Probleme veranlaßten mich, das in Rede stehende Gebiet genauer zu untersuchen und teilweise kartographisch aufzunehmen[1]). Da die Ergebnisse in den Rahmen einer Erläuterung zur Karte des Klusengebietes nicht hineinpassen, und sich auch die Veröffentlichung letzterer noch verzögern kann, möchte ich meine tektonischen Resultate schon jetzt hier an Hand einer Profilserie (Tafel VII—IX) mitteilen.

Fangen wir unsere Betrachtung[2]), um von Einfacherem zu Komplizierterem fortzuschreiten, am Ende der Weißensteinkette bei Olten an. Steigt man nördlich Hägerndorf die sog. Teufelsschlucht hinan, so bewegt man sich nach Durchquerung des flach (25°) nach Süden fallenden Kimmeridge, auf eine große Strecke im Niveau der oolithischen Kalkbänke des Mittelsequan empor. Erst an der Stelle, an der die Schlucht nach Westen umbiegt, erhebt sich das Sequan etwas über ihren Boden. Gleichzeitig treten die Kalkbänke ein wenig zurück und bilden eine kleine zirkusartige Erweiterung, da ihre mergelige Unterlage auf eine kurze Strecke der Erosion zugänglich wird. Weiter gegen Nordwest ansteigend, kehren die flachliegenden Kalke wieder in das Bachbett zurück. Bald nehmen sie eine nach Südost geneigte Lagerung an und steigen zum Südschenkel der nächstfolgenden Kette empor. Die geschilderte schwache, flexurartige Aufwölbung im Südschenkel dieser Kette (Profil 1) ist das Ende der Weißensteinkette, deren Scheitel wenige Kilometer westlich bereits 1000 m überragt. In Gestalt ähnlicher flacher Aufwölbungen finden wir sie nach Mühlberg noch weiter östlich bei Olten und auf der Strecke Schönenwerth — Aarau angedeutet.

Verlassen wir die Schlucht und wandern auf der Straße Hägerndorf—Langenbruck nach Westen. Südlich der Straße trifft man im Wald auf den noch südöstlich fallenden Felsen bei Eggrain, in Gestalt von Bohnerz und Molasse, die letzten Spuren der die beiden Ketten trennenden Tertiärmulde. Diese Mulde, die bei Balsthal eine so beträchtliche Breite und Tiefe

[1]) Wie mir Herr Buxtorf persönlich mitteilte, ist er an einer Fortsetzung seiner Untersuchungen in diesem Gebiet zurzeit verhindert.

[2]) Man vergleiche zu den weiteren Ausführungen folgende Blätter des topographischen Atlas der Schweiz in 1:25000: 149 Olten, 148 Langenbruck, 162 Önsingen, 111 Balstal, 113 Wangen a. d. A., 110 Welschenrohr, 112 Weißenstein.

erreicht, hebt sich hier aus. Im nahen Unterwald fällt der Nordschenkel des hier schon ziemlich hoch aufgerichteten Gewölbes steil ein, während der Südschenkel sich in fast gleichbleibend flacher Lagerung bis unter das Molasseland herunterzieht (Profil 2). Das die Kette quer durchschneidende Sandtal, dessen Boden im Scheitel der Antiklinale bis auf die Mergel des Argovien erodiert ist, verdankt wohl einer unbedeutenden Querstörung seine Entstehung. Östlich ist der Scheitel der Antiklinale etwas mehr nach Norden verschoben und der Nordschenkel steiler gestellt. Westlich zeigt das Gewölbe einen anderen Bau. Indem sich auch der Südschenkel steil stellt, bildet sich das sog. Koffergewölbe heraus. Das breite Dach des Gewölbes erfährt eine schwache flexurartige, Einsattelung und der eigentliche Scheitel wird stark nach Norden verlagert. In ersterem ist die von drei Seiten von Malmkalkbändern umschlossene Wanne erodiert, in der die Kuranstalt Friedau liegt (Profil 4). Ob die Malmkalkreste des Nack nur durch die Erosion von der hohen Fluh getrennt sind, oder ob auch hier eine Dislokation eine Rolle spielt, mag dahingestellt sein; immerhin ist die genau im Scheitel der Antiklinale liegende Lücke auffällig (Profil 3).

In Profil 5 erreicht die Einsattelung ihr Maximum, in ihrem Bereich ist das Gewölbe bis auf die Variansschichten erodiert (Josenmatt). Die steile Aufrichtung führt im Nordschenkel (Profil 6 bei Oberwieshöfe) bereits zu Reduktionen der Schichten, und am Nordrand der Hochmatt bedingt sie weitere Komplikationen. An der scharfen Umbiegungsstelle ist hier in den äußeren Kalkbänken eine zum Bruch führende Knickung der Schichten eingetreten. Sie ermöglicht es den Partien des Daches, beim Fortschreiten der Erosion zum Teil über die steilgestellten und überkippten Schichten der Flanke herunterzugleiten. Auf ganz ähnliche Weise sind im Südschenkel bei Oberbuchsitten (Profil 8) die Malmkalke des Gewölbedaches über die steilen und überkippten Schichten des Südschenkels hinausgeschoben. Diese Profilkonstruktion gründet sich auf folgende Tatsachen: Die dislozierte Scholle wird durch den tief eingeschnittenen Wengigraben, an dessen Ausgang Oberbuchsitten liegt, von der östlich gelegenen Haardt getrennt. Am Südrande der Haardt, nordwestlich Oberbuchsitten, fällt der bohnerzbedeckte Malmschenkel noch steil unter die hier hoch heraufreichende Molasse ein (Profil 7). Auf der Westseite des Wengigrabens sind dagegen flachliegende Bänke des Mittelsequan weit aus der Kette herausgeschoben. Ihre Stirn ist westlich der Kirche von Oberbuchsitten stark zertrümmert.

Weiter im Westen scheint der Südschenkel, an den gegen den Roggen emporführenden Wegen noch einmal normal gebaut zu sein. Zweifellos durchsetzen in dieser Gegend (Oberbuchsitten, Tiefmatt) eine oder mehrere Querstörungen die Kette, die hier ja auch ihre Richtung etwas ändert. Sie zerlegen die Malmkalke der Gewölbeflanke heute in einzelne verschieden gebaute Schollen, während sie in den darunter liegenden Mergeln des Argovien gar nicht zum Ausdruck kommen.

Der Scheitel der weiten Antiklinale hat in den Profilen 7, 8 und 9 eine besondere Herausstülpung erfahren, wie der tief bis ins Callovien erodierte Oberbuchsittenbach südlich Tiefmatt erkennen läßt. Diese Aufstülpung trägt oberhalb der Alphöhe den östlichen Ausläufer der aus Sequan und Kimmeridge aufgebauten Kalkplatte des Roggens. Die fast ebene, nur in einer schief zur Richtung der Kette verlaufenden Linie etwas geknickte Platte können wir in den nächsten Profilen auf dem breiten Dach des Gewölbes schwimmend beobachten. Sie steht nämlich nirgends mehr mit den Malmkalken der Schenkel in Verbindung. Eingeleitet durch Vorgänge, wie wir sie an der Hochmatt und bei Oberbuchsitten kennen gelernt haben, sind die scharfen Umbiegungen des Koffergewölbes mit dem Fortschreiten der Erosion zu Bruch gekommen. Als gewaltige Schuttmassen und im Zusammenhang abgerutschte Schollen bedecken sie nun die Flanken der Antiklinale und verhüllen die steilen und überkippten Schenkel. Von solchen Trümmerhalden ist das ganze Gebiet zwischen Oberbuchsitten und Önsingen von der Ebene der Dünnern bis hinauf zu den Wänden der Roggenfluh erfüllt. Auch im Norden bedecken sie westlich Holderbank beträchtliche Strecken der Mulde von Balsthal, und nur mühsam hat sich der Augstbach hier einen Weg durch die von beiden Ketten zusammentreffenden Trümmer gebahnt.

Wir nähern uns nun dem Gebiet der Önsinger Klus. Die verschiedenen Auffassungen der Tektonik habe ich in der Einleitung schon dargelegt. Durch die genaue Kartierung ist die Deutung Steinmanns vollauf bestätigt worden. Eine eingehende Widerlegung der von Mühlberg gegen Steinmann angeführten Punkte sowie eine ausführliche Erklärung der tektonischen Einzelheiten behalten wir uns für den erläuternden Text zu unserer Karte des Klusengebietes vor.

Ehe wir die einzelnen Profile betrachten, seien nur folgende Tatsachen kurz hervorgehoben. Das tiefliegende Doggergewölbe des Hesselbergs in der Klus setzt nach Osten nicht unter die Rogensteinwand des Sonnenwirbels fort. Steigt man vom Hesselberg nach Äußere Klus herunter, so treten in den Wiesen

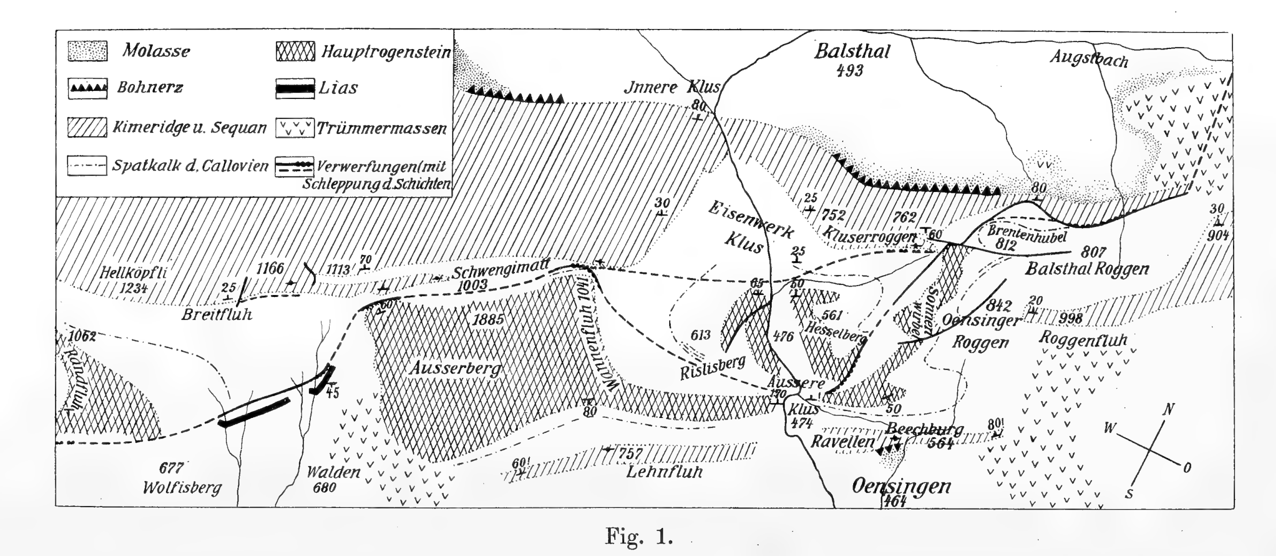


Fig. 1.

Tektonische Skizze der Umgebung der Önsinger Klus in der Weißensteinkette. (Maßstab 1 : 50 000.)

unterhalb des Hofes die hier an einer N—S verlaufenden Verwerfung abgeschnittenen Platten des obersten Rogensteins (*Parkinsoni*-Sch.) heraus. Sie stoßen gegen Osten unmittelbar an *Opalinus*ton, der die Unterlage des höheren Doggerkomplexes bildet. Tiefer unten im Bachriß kommen geschleppte *Murchisonae*-Schichten mit aufgebogenem Rogenstein in Kontakt. Von dem unteren Doggergewölbe auf der Westseite der Klus, dem Rislisberg, nahm MÜHLBERG an, daß es unter Wannenfluh und Außerberg nach Westen fortsetze und in der Randfluh nördlich Oberpipp wieder auftauche. In der Tat ist aber das gegen Osten untertauchende Randfluhgewölbe an einer nördlich Walden gegen die Schwengimatt heraufziehenden Verwerfung abgeschnitten, wie die längs dieser Linie steil aufgebogenen Liasschichten beweisen. Hesselberg und Rislisberg sind an zwei von Ost und West kommenden und in die Kette einspringenden Verwerfungen von den hohen Doggergewölben des Sonnenwirbels und der Wannenfluh abgesunken. Die östliche Verwerfung tritt wohl, wie schon STEINMANN vermutete, aus der Farisbergkette in die Weißensteinkette über [1]).

Erstere durchsetzt sie in schiefer Richtung und begrenzt die Grabendepression, in der die Mümliswiler Klus liegt, im Osten. In der Weißensteinkette läuft sie, wie das tektonische Kärtchen zeigt, zunächst im Nordschenkel entlang, der an ihr gegen das Dach des Gewölbes, den Roggen, in die Tiefe gesunken ist. Sie sei deshalb Roggenverwerfung genannt. Südlich Balsthal am Brentenhubel springt sie plötzlich schiefwinklig in die Kette ein und trifft, ohne den Südschenkel zu

[1]) Die steil nach Süden fallende Schloßfluh im Südschenkel der Farisbergkette nimmt gegen Osten eine überkippte Lagerung an, und die aus überkipptem Sequan bestehende Fluh östlich Enge Klus bricht plötzlich ab. In ihrer Fortsetzung nach Osten treffen wir im Wald bei Staldenhölz flach ansteigendes Kimmeridge und Sequan, das die flach nach Süden geneigte Malmkalkplatte der Rinderweid bildet. Zweifellos wird hier die Flanke der Kette von einer Störung durchsetzt, die die beiden so verschieden gebauten Stücke des Südschenkels voneinander trennt. Sehr auffallend ist nun, daß gerade an der gegenüberliegenden Stelle der weiter gegen Osten ausgebrochene und unter Trümmern verborgene Nordschenkel der Weißensteinkette plötzlich wiedereinsetzt; und zwar in Gestalt einer Fluh aus steilgestellten Malmkalken, die an einer nach Osten nicht weiter zu verfolgenden Verwerfung in die Höhe geschleppt sind. Gleichzeitig nimmt die Tertiärmulde von Balsthal westlich der sie quer durchziehenden Linie an Breite zu. Trotz dieser auffälligen Tatsachen wird die von STEINMANN hier angenommene, von der einen in die andere Kette hinübersetzende Störung von MÜHLBERG geleugnet.

durchbrechen, unter nahezu rechtem Winkel auf eine zweite von Westen kommende Verwerfung. Diese Störung läßt sich vom Weißenstein her in der Kette verfolgen, auf der Westseite der Klus beobachten wir sie auf der Schwengimatt. Sie senkt hier ganz analog der Roggenverwerfung den Nordschenkel gegen das Gewölbedach ab, ich nenne sie Schwengimattverwerfung. Am Ostende dieser hochgelegenen Matte springt auch sie schiefwinklig in die Kette ein, um, wie geschildert, auf die Roggenverwerfung zu stoßen. Beide Brüche heben sich in ihrem Treffpunkt gegenseitig auf. Schon Steinmann nahm an, daß die beiden Verwerfungen der Schwengimatt und des Roggens auch durch eine geradlinige, dem Südrande des Kluser Roggens entlanglaufende Störung miteinander in Verbindung stehen (gestrichelte Linie der Skizze, Fig. 1). Die an ihr auftretenden Schleppungen der Malmkalke sind noch heute an der Fluhwand des Kluser Roggens erhalten. An dieser geradlinig die Nordflanke des Gewölbes durchziehenden Störung sank der Nordschenkel in die Tiefe, und gleichzeitig brach das durch die in die Kette einspringenden Verwerfungen begrenzte Stück des Gewölbescheitels ein. Diese natürliche Bresche benutzten die sich im Synklinaltal ansammelnden Wasser, und indem sie den durch die sich zersplitternden Verwerfungen schon dislozierten Südschenkel durchnagten, haben sie sich, tiefer und tiefer einschneidend, das Quertal der Klus geschaffen.

Verfolgen wir nun den Einbruch an der Hand der Profile im einzelnen. In den Schnitten 12—14 sehen wir das Gewölbe an seinem Nordrand durch die Roggenverwerfung abgeschnitten, der Nordschenkel ist in die Tiefe gesunken. Die Kalkbänke des Malms sind an der Verwerfung steil in die Höhe geschleppt, ihre Mächtigkeit mehr oder weniger reduziert. Aus der in die Tiefe gebogenen Stirn des Gewölbedaches ist unterhalb des Roggenhauses eine aus Callovien-Spatkalk und Mergeln bestehende Scholle ausgebrochen und in verkehrter Lagerung auf die Schichtköpfe der Malmkalke des Nordschenkels umgekippt worden (Fig. 1). Bald stellt sich noch eine zweite Verwerfung ein, die mit der ersten parallel verläuft und im Balstalroggen ein staffelartiges Absinken des Gewölbescheitels gegen die Hauptverwerfung bewirkt (Profil 12, 13, 14, Verwerfung des Balstalroggens). Der Südschenkel, der auf der ganzen Strecke zwischen Oberbuchsitten und Önsingen ausgebrochen und von Trümmermassen bedeckt war, ist von Profil 14 an wieder erhalten, doch weisen seine höheren Schichten noch starke Überkippung auf. In den Profilen 15—17 sehen wir die Hauptverwerfung immer weiter in die Kette hinein-

rücken. Wir haben damit die Önsinger Klus erreicht. Profil 16 und 17 zeigen uns die Ostseite, 18 und 19 die Westseite des Klusenzirkus. In Profil 16 ist das hoch- und zurückliegende Rogensteingewölbe des Sonnenwirbels geschnitten und in 17 der tief unten in der Klus anstehende Dogger des Hesselbergs. Profil 18 zeigt im Rislisberg den entsprechenden Doggerkomplex der Westseite, während Profil 19 das hochliegende Rogensteingewölbe der Wannenfluh durchquert. Auf der Ostseite der Klus wird die Hauptroggenverwerfung von einer ihr anfangs parallelen und sich dann mit ihr vereinigenden sekundären Störung begleitet (Profil 14, 15, 16, Verwerfung des Önsinger Roggens). Die keilförmige, zwischen diesen beiden Verwerfungen gelegene Scholle ist infolge des Einbruchs im Westen etwas in die Höhe gepreßt worden. Auf der Westseite der

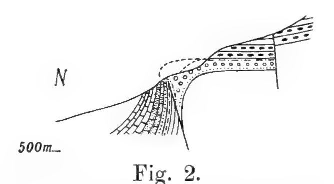


Fig. 2.

Detailprofil durch den Nordrand des Balstalroggens, die Umklappung einer Callovienscholle aus der Stirn des Gewölbedaches auf die abgesenkten Schichten des Nordschenkels zeigend. Maßstab: 1:37500. Schraffen wie auf den Tafeln.

Klus durchsetzt das eingesunkene Gewölbe des Rislisbergs ein sekundärer Sprung. Die westliche Partie ist an der hoch aufgewölbten Wannenfluh nicht so tief abgesunken wie die östliche. An der Stelle, an der sich die beiden Hauptverwerfungen dem Südschenkel der Antiklinale am meisten nähern, ihrem gegenseitigen Treffpunkte, ist derselbe steil aufgerichtet und dann in starker Schleppung gegen die Verwerfung heruntergebogen. Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten, besonders der mergeligen ist, stark reduziert, und die steil aufgerichteten Bänke haben zum Teil nachträglich noch eine starke Überkippung erfahren (Profil 17 und 18). Die gestrichelte Störung im Nordschenkel der Profile 16—18 ist die erwähnte geradlinige Verbindung der beiden Hauptverwerfungen des Roggens und der Schwengimatt. Ihr Zustandekommen müssen wir uns so denken, daß, als die beiden Brüche, die das Absinken der Nordflanke des Gewölbes bewirkten, plötzlich in die Kette einsprangen, auch in der Fortsetzung ihrer seitherigen Richtung eine Dislokation entstand, an der nun der Nord-

schenkel besonders tief eingesunken ist. Der an den Hauptverwerfungen in die Tiefe gebrochene Dogger des Hessel- und Rislisbergs erfährt an dieser Linie nur eine erneute flexurartige Abbiegung [1]). Die Kalke des Malms hingegen haben an der geradlinigen Störung ihre Hauptdilokation erlitten, wie die kolossale Schleppung des Sequan an der Südwand des Kluser Rogens und an der Malmfluh am Ostende der Schwengimatt beweist. Als der Einbruch der dreieckigen tief in die Antiklinale einspringenden Scholle erfolgte, sank der Dogger unter mehr oder wenig starker Schleppung an den hochbleibenden Partien in die Tiefe, die Kalke des Malms aber blieben zwischen letzterem festgeklemmt und erlitten an der geradlinigen, auf den Nordschenkel beschränkten Störung ihre Hauptabsenkung. Die Kalke des Doggers zeigen also ein ganz abweichendes tektonisches Verhalten von denen des Malms, das durch die weichen Mergel des Callovien und Argovien ausgeglichen wird. Als die nördlichen Partien in die Tiefe gesunken waren, verursachte die frei werdende Spannung im Gewölbe einen Druck der hochgebliebenen Teile gegen die in ihr Niveau abgesunkenen. Bestanden letztere nur aus den in die Höhe geschleppten und ausgedünnten Schichten des Malms, so wurden sie nach Norden übergelegt. Ja das Überquellen des hochgebliebenen Gewölbeteils konnte sogar zu kleinen Abschürfungen und lokalen Überschiebungen führen wie am Ostende des Kluser Roggens [2]) (Profil 16). Durch die Schleppung an der geradlinigen Störung und den durch die frei werdende Gewölbespannung ausgeübten Druck erklären sich alle die Erscheinungen, die Mühlberg glaubte durch den Heranschub eines Doggermassives gegen die durch die Erosion herausgeschälten Malmkalke des Nordschenkels erklären zu können. Auch die oben erwähnte umgeklappte Callovienscholle am Nordrande des Balsthalroggens findet so ihre Erklärung (Fig. 2). Durch den Druck des hochgebliebenen Gewölbedaches gegen die steil aufgebogenen Malmkalke des abgesunkenen Nordschenkels wurden diese nach Norden übergelegt. Als die fortschreitende Erosion

---

[1]) Hiervon kann man sich an der die Klus durchziehenden Straße leicht überzeugen. Der eingesunkene Rogenstein ist an seinem Nordrand mit 50°, auf der Westseite 65° Neigung in die Tiefe gebogen, während unmittelbar nördlich der dort befindlichen Arbeiterhäuser der Spatkalk des Callovien flach unter die Malmfluh des Nordschenkels einfällt.

[2]) Hier herrscht infolge des Zusammentreffens verschiedener Störungen ein sehr komplizierter Bau, auf dessen ausführliche Darstellung ich an dieser Stelle nicht eingehen kann.

die sie stützende Molasse mehr und mehr entfernte, brachen sie aus. Noch heute liegen die Reste der abgerutschten Partie unten auf der Molasse bei Punkt 638 der topographischen Karte. Nun hatten aber die von dem hochgebliebenen Gewölbedach steil heruntergebogenen Callovienschichten keinen Halt mehr, und unter dem auf sie wirkenden Drucke wurden sie nach Norden in die geschaffene Lücke herausgeklappt.

Ehe wir die Umgebung der Klus verlassen, wollen wir noch einen Blick auf das Längsprofil werfen, das annähernd in der Scheitellinie der Antiklinale verläuft (Tafel IX). Östlich des Klusengebiets wird die sich heraushebende Kette von keiner bedeutenderen Querstörung durchsetzt. Nur durch die verschieden weit fortgeschrittene Erosion wird einige Abwechselung im Profil hervorgebracht. Im Gebiet der Klus springt der durch die sekundären Verwerfungen staffelartige Einbruch sehr ins Auge. Von Ost nach West folgt auf den Roggen zunächst die an der sekundären Verwerfung des Önsinger Roggens etwas in die Höhe gepreßte Scholle des Sonnenwirbels. Dann kommt die an den Hauptverwerfungen tief eingesunkene Scholle des Hessel- und Rislisbergs, in die die Dünnern jetzt ihr Bett eingeschnitten hat. Der Hesselberg ist gegen den Rislisberg an einer sekundären Verwerfung noch etwas mehr abgesunken.

Im Westen der Klus zeigen uns die Profile (19—21) die Schwengimattverwerfung, sie hat den Malm des Nordschenkels in das Niveau des Rogensteins der Wannenfluh und des Außerbergs abgesenkt. Die Stirn des Rogensteins ist an der Störung in die Tiefe geschleppt, und sogar Schichten des Callovien, die heute auf der Höhe des Gewölbes gar nicht mehr anstehen, sind an ihr heruntergebogen. Im westlichen Teile der Schwengimatt tritt eine weitere Komplikation ein, indem hier durch einen sekundären, der Hauptverwerfung parallelen Sprung die in die Höhe geschleppten Malmkalke des Nordschenkels nachträglich besonders tief eingesunken sind. Die Kalke des steilgestellten Südschenkels nehmen am Westende der Lehnfluh überkippte Lagerung an (Profil 20), und in Profil 21 sind sie wieder ausgebrochen und unter Schutt verborgen. Hier hat die Überkippung des Südschenkels bereits die obersten Bänke des Hauptrogensteins ergriffen.

Wie wir schon in der Einleitung erwähnten, nimmt die Kette westlich der Schwengimatt und des Außerbergs einen anderen Bau an. Die seither im Nordschenkel entlang laufende Verwerfung springt, indem sie die Kette in schräger Richtung durchquert, auf die Südseite des Gewölbes über. Gleichzeitig ändert sich der Charakter der Störung, sie wird zum Gewölbe-

scheitelbruch, und die ursprünglich einheitliche Antiklinale wird in zwei Teilgewölbe zerlegt. Diese Eigenschaft behält die Störung lange bei, bis sie schließlich nördlich Günsberg wieder ganz auf den Südschenkel beschränkt ist und ihn dann ebenso in die Tiefe versenkt wie den Nordschenkel im Gebiete der Klusen. Die Strecke, auf der sie als Scheitelbruch auftritt, bildet den Übergang von der Nord- zur Südseite, indem sie hier die zentraleren Teile des Gewölbes schneidet. In der Tat sehen wir im O das nördliche, mit dem abgesunkenen Nordschenkel in unmittelbarem Zusammenhang stehende Gewölbe tiefer eingesunken und im W das südliche, dessen Fortsetzung der eingebrochene Südschenkel ist. Die tektonische Skizze des Klusengebietes läßt nahe ihrem Rande noch folgendes erkennen.

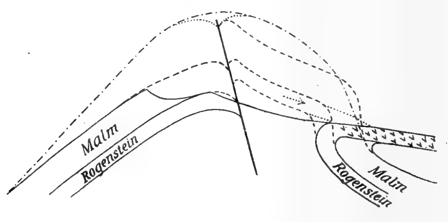


Fig. 3.

Schematische Figur zur Erläuterung der Profile 22—25.
Strichpunkt-Linie = das Gewölbe bei der Auffaltung. Punktierte Linie = der Einbruch im Scheitel. Gestrichelte Linie = das abgesunkene nördliche und in sich zusammengesunkene südliche Teilgewölbe.

Das Rogensteingewölbe des Außerbergs, dessen Südflügel normal gebaut, während der Nordschenkel an der Schwengimattverwerfung abgesunken ist, wird durch die die Kette schräg durchsetzende Fortsetzung der Verwerfung nach W hin abgeschnitten. An seine Stelle tritt ca 2 km westlich das Rogensteingewölbe der Randfluh, das im Gegensatz zum Außerberg das normale Liegende des Malmnordschenkels der Kette ist. Im Süden wird es durch die Fortsetzung der Schwengimattverwerfung, die ich hier Randfluhbruch nennen möchte, abgeschnitten, was die plötzlich steil in die Tiefe gebogenen Kalkbänke an seinem Südrand beweisen. Wie in den Profilen 22—24 angedeutet und durch nebenstehende Skizze erläutert wird, hat die Schwengimatt-Randfluhstörung den Scheitel der Antiklinale zum Einbruch gebracht und das Gewölbe in zwei sekundäre zerlegt, von denen das südliche allerdings nur noch unvollkommen erhalten ist. Die Annahme eines Gewölbescheitelbruchs in dieser

Gegend stützt sich besonders auf das unten zu besprechende Profil 25. Dort sind westlich Farnern die beiden durch die Bruchlinien getrennten, aus Keuper gebildeten Gewölbekerne gut aufgeschlossen. In den Profilen 22—24 ist das weite nördliche Gewölbe mit flach ansteigendem Nordschenkel an dem Scheitelbruch in die Tiefe gesunken. Es senkt sich nach Osten gegen den Außerberg immer mehr, bis es schließlich durch die Störung schiefwinkelig abgeschnitten wird. So kommt es, daß gegen letztere hin der Rogenstein der Randfluh erst von Callovien und schließlich auch von den Schichten des Argovien bedeckt wird. Mit dem Randfluhgewölbe sinkt natürlich auch der Nordschenkel. Östlich der Breitefluh, am Roßweidli, bricht er dann gegen die Schwengimatt hin an einer sekundären Querstörung noch tiefer ein[1]). Der südliche Teil des Gewölbes mit steilgestelltem Südschenkel ist hoch geblieben, sank dann aber allmählich in sich zusammen, wobei nur die Stirn des Gewölbes an der Verwerfung in ihrer ursprünglichen hohen Lage verharrte. Diesen Einsinkungsvorgang, den ich für einen sekundären halten möchte, finden wir schon am Westende des Außerbergs angedeutet (Profil 21). Er gibt die Veranlassung zu einer zweiten Eigentümlichkeit, die die Kette in dieser Gegend auszeichnet. Ich meine die sogen. Bergsturzmassen von Oberpipp. Diese der Kette zwischen Niederpipp und Attiswil vorgelagerten dislozierten Massen erinnern an die Trümmer auf den Flanken des Roggengewölbes. Sie unterscheiden sich von ihnen dadurch, daß sie ganz überwiegend aus Rogenstein bestehen, und daß sie oft große noch im regelmäßigen Schichtverband befindliche Schollen bilden. Ich erkläre mir das Zustandekommen dieser dislozierten Schollen und Trümmermassen sowie ihre jetzige Lage nun folgendermaßen (vgl. Fig. 2): Als das nördliche Teilgewölbe an der Bruchlinie abgesunken war, sank auch das hoch aufgewölbte südliche allmählich in sich zusammen, indem es den schon steilgestellten Südschenkel unter immer stärker werdender Knickung nach außen drängte. Inzwischen war der Malm des Gewölbedaches der Erosion anheimgefallen. Als letztere dann die den überkippten Schenkel stützende Molasse entfernte, hatte dieser und die auf ihn drückende Rogensteinplatte des Gewölbedaches

---

[1]) Am Westende der Schwengimatt herrschen infolge des Zusammentreffens verschiedener Störungen im Malm des Nordschenkels ähnlich komplizierte Verhältnisse wie am Kluser Roggen. Auch blieben die Malmkalke hier wie dort, als das Doggergewölbe einsank, mit den hochgebliebenen Partien der Kette im Zusammenhang und wurden steil in die Höhe geschleppt.

keinen Halt mehr. Indem der Rogenstein seinen eigenen Schenkel vollends umklappte, und die vorragenden Malmkalke abgeschürft wurden, glitt er in das Molasseland hinaus (Profil 22)[1]. So erklärt es sich, daß wir an der Stirn des sogen. Bergsturzes, am weitesten in die Ebene verfrachtet, stark zertrümmerte Sequan- und Kimmerigekalke finden, unter denen man gelegentlich auch Fetzen von Schichten des Argovien beobachten kann. Es sind die abgeschürften und weit hinausgeschobenen Reste des Malmsüdschenkels. Dahinter kommt der bald stark zertrümmerte, bald noch große zusammenhängende, flachliegende Schollen bildende Rogenstein des Gewölbedaches. Dem ursprünglichen Südrand der Kette am nächsten treffen wir auf den erst flach, dann steiler gegen sie einfallenden Rogenstein des umgeklappten Südschenkels. Hierauf folgen die Schichten des unteren Doggers und Lias, die sich gegen die Störung hin zu dem hochgebliebenen Scheitel des südlichen Teilgewölbes aufbiegen, der selbst bis auf den Keuper erodiert ist. So kommt es, daß an der Störung der in die Tiefe gebogene Rogenstein des Südrandes der Randfluh unmittelbar an den Keuper des südlichen Gewölbekerns stößt, ja weiter östlich oberhalb Walden treffen sogar Schichten des Callovien und Argovien auf den Keuper. Der gegen den hochgebliebenen Gewölbescheitel steil aufgebogene Lias ist auf große Strecken hin ausgebrochen. Im W oberhalb Farnern kann man seine überkippten Schichten beobachten. Und im O setzen sie oberhalb Wolfisberg wieder ein, um bis gegen die Schwengimatt hinauf zu ziehen. Sie fallen hier steil gegen SO unter den Rogenstein des Außerbergs ein. In den der Kette vorgelagerten Trümmermassen haben wir die Reste der höheren Schichten des südlichen Gewölbeteils zu erblicken, die heute auf der ganzen Strecke Walden—Farnern verschwunden sind. Durch den Abrutsch des Rogensteins erklärt es sich, daß die südliche Partie der Kette in dieser Gegend bis auf die Trias aufgebrochen ist, während der nördliche Gewölbeteil aus den hoch aufragenden Schichten des Doggers und Malms gebildet wird. Es sei hier

---

[1]) Die hier geschilderten Verhältnisse gewissermaßen im Entstehungszustande zeigen einige von Buxtorf kürzlich veröffentlichte Profile durch die Velleratkette (Ber. üb. d. Vers. d. Oberrhein geolog. Ver. Heidelberg **1909**, Taf. II). Auch in der Velleratkette halte ich im Gegensatz zu Buxtorf die Komplikationen der Nordflanke nicht für tektonisch, sondern durch Einsinken des Gewölbes bedingt. Schreitet dort auf der Nordseite der Kette die Erosion weiter fort (Profil 3 und 4), so werden der kleinen Scholle von Montchaibeux noch größere Partien des über der Knickung und Ausbeulung des Schenkels gelegenen Gewölbeteils folgen.

noch erwähnt, daß im W des Außerbergs wahrscheinlich auch eine Querstörung die Kette durchsetzt, als Fortsetzung des im Nordschenkel am Roßweidli zu beobachtenden Bruches. An ihr erscheint das südliche Teilgewölbe gegen den Außerberg, dessen Fortsetzung es ist, nach S aus der Kette herausgerückt, auch beginnt sein Zusammenbruch westlich dieser Linie. Jedenfalls ist die tiefe Einsattelung, die die Kette oberhalb Walden zwischen Außerberg und Randfluh erleidet (vgl. das Längsprofil Taf. IX) in erster Linie tektonisch bedingt durch das Einsinken des Randfluhgewölbes und den Ausbruch des südlichenTeils der Antiklinale.

Fassen wir die Grundzüge im Bau dieser komplizierten Stelle der Antiklinale zusammen. Am Westende der Schwengimatt geht die Störung vom Nordschenkel durch den Scheitel der Kette allmählich auf den Südschenkel über. Der seither eingebrochene nördliche Gewölbeteil hebt sich in der Randfluh und weiter gen Westen nach und nach heraus. An seiner Stelle sinkt nun der südliche Teil der Antiklinale, die Fortsetzung des Ausserbergs, in sich zusammen. Gleichzeitig mit dem Uebergang des Bruches von der Nord auf die Südflanke der Kette erleidet ihre Streichvorrichtung eine Knickung.

Während im Gebiet der Klusen und weiter östlich die Kette quer durchsetzende Störungen nur eine untergeordnete Rolle spielten und oft nur in den Malmkalken der Gewölbeflanken nachgewiesen werden konnten, gewinnen sie gegen den Weißenstein hin an Bedeutung, indem sie hier die Kette in ganz verschieden gebaute Schollen zerlegen. Auf dem tektonischen Übersichtskärtchen der Weißensteinkette nördlich Günsberg können wir 5 solche durch Querstörungen getrennte Schollen unterscheiden. Ganz am Rande der Karte befindet sich das Westende der eben besprochenen Scholle von Farnern, an deren Ostende die Randfluh liegt. Durch den Westrand dieser Scholle ist das Profil 25 gelegt, das bei Wüstrütti die beiden aus Keuper gebildeten, durch die Störung getrennten Gewölbekerne erkennen läßt. Wie wir sehen, ist hier im Gegensatz zur Randfluh bereits das südliche Teilgewölbe etwas an dem Bruch abgesunken. In dem hohen Rüttelhorn gipfelt der Malm des Nordschenkels der nördlichen Sekundärantiklinale. Es zeigen sich bereits hier die ersten Anzeichen des flexurartigen Einsinkens, das wir in der nächsten Scholle ausführlicher zu besprechen haben werden. Von dem in sich zusammengesunkenen südlichen Gewölbeteil sind uns außer dem aus Keuper und Lias gebildeten Scheitel Reste des Südschenkels in der Gißfluh nördlich Attiswil erhalten. Der Malm ist stark

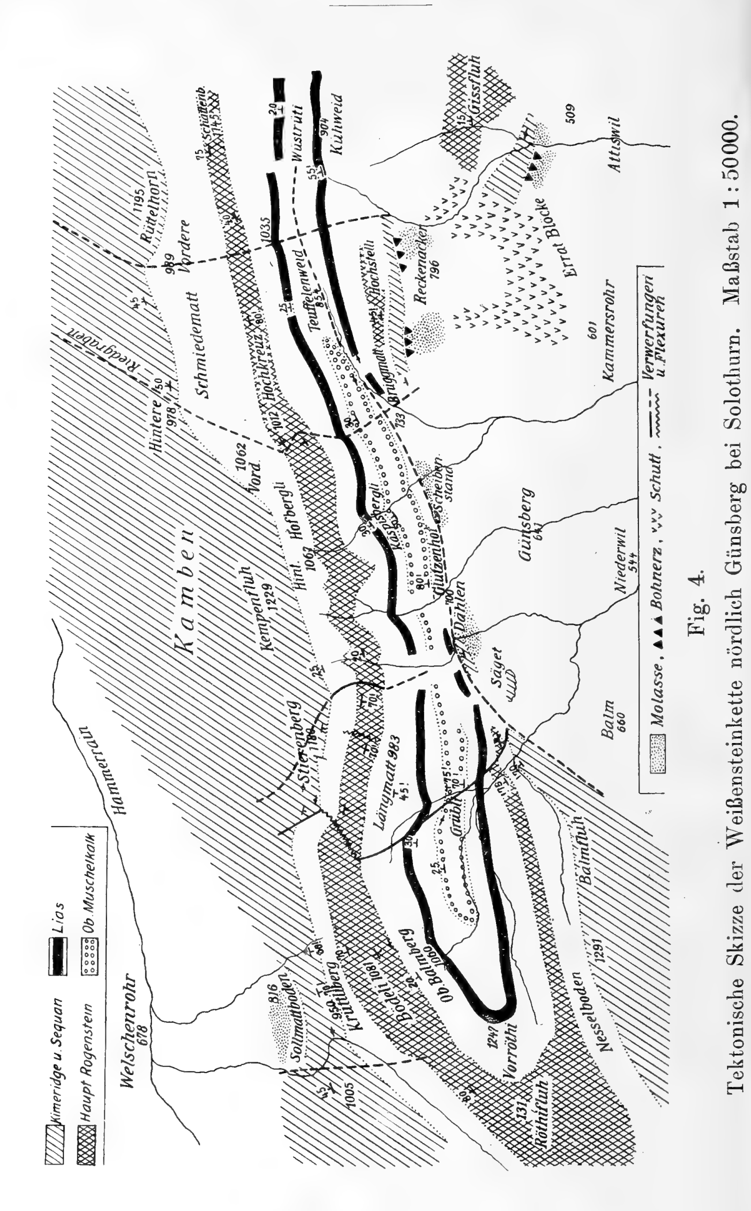


Fig. 4.

Tektonische Skizze der Weißensteinkette nördlich Günsberg bei Solothurn. Maßstab 1 : 50000.

reduziert und steil gestellt, der Dogger vollkommen überkippt und aus der Kette hinausgedrängt. Es bereitet sich hier der Ausbruch des Südschenkels vor. Nur wenig weiter östlich ist

von ihm nichts mehr zu sehen, und es beginnen die alles bedeckenden Rogensteinschollen und Schuttmassen.

Die nach W folgende Schmiedematt-Teuffelenweid-Scholle erweist sich auf den ersten Blick als ganz anders gebaut (Profil 26). Durch den Scheitelbruch wird die Antiklinale hier in ein weites nördliches und ein schmales südliches Gewölbe zerlegt[1]). Das südliche sank an der Störung in die Tiefe. Schon durch den Bruch im Scheitel und mehr noch durch das Absinken wurde der von Anfang an steilgestellte Südschenkel überkippt und seine mergeligen Schichten reduziert. Da das Teilgewölbe in dieser Scholle viel schmäler ist, erscheint der Südschenkel gegen die Gißfluh an dem Querbruch bedeutend in die Kette hereingerückt. Der Schenkel besteht oberhalb des Reckenackers aus nach Süden überkipptem Kimmeridge und Sequan und noch stärker umgelegtem Rogenstein, die dazwischen liegende Argovienkombe ist fast ganz ausgequetscht. Gegen die die Scholle im O begrenzende Störung sind die Schichten vollständig ausgebrochen, offenbar waren sie hier nach S ausgebogen und ein Zusammenhang mit der Gißfluh angebahnt. Auch hier sind größere Partien aus dem Gewölbescheitel abgerutscht. Sie liegen jetzt weit draußen am Rande des Reckenackers. Ja eine Scholle des überkippten Malmschenkels ist bis zur Höllfluh westlich Attiswil verfrachtet. Die Trümmermassen erreichen bei weitem nicht die Bedeutung wie in der vorigen Scholle, da das Gewölbe, von dem sie stammen, viel schmäler ist, und offenbar nur kleinere Partien desselben zum Ausbruch und Abrutsch gekommen sind. Das weite nördliche Gewölbe ist an dem Scheitelbruch hochgeblieben, aber analog dem in der östlichen Scholle hochgebliebenen südlichen etwas in sich zusammengesunken. Die Schichten seiner Nordflanke erlitten am Hochkreuz und am Nordrande der Schwengimatt eine doppelte, flexurartige Absenkung, die wir schon in der vorigen Scholle angedeutet fanden. Auf den steil in die Tiefe gebogenen, ja sogar etwas nach N übergelegten Rogenstein des Hochkreuzes folgt die weite, aus flachliegenden Argovienschichten gebildete Kombe der Schwengimatt, an deren Nordrand Sequan und Kimmeridge wieder steil einfallen. In den beiden benachbarten Schollen befinden sich die flachliegenden Argovienschichten in höherem Niveau, und über sie legen sich noch die Kalke des Malms und bilden im Osten die hohe Fluh des Rüttel-

---

[1]) Im westlichen Teil dieser Scholle ist wohl gar kein südliches Teilgewölbe mehr vorhanden, sondern nur ein abgesenkter und steil in die Höhe geschleppter Südschenkel.

horns und die Kempenfluh im Westen. So entsteht die grabenartige Depression der Schwengimatt, die zwischen dem Rüttelhorn und dem Kamben besonders auffällig hervortritt, wenn man von der Farisbergkette die Nordflanke der Weißensteinkette betrachtet. Unterhalb der Teuffelenweid ist das nördliche Teilgewölbe bis auf den Muschelkalk erodiert, während im südlichen abgesunkenen erst der Keuper angeschnitten wird.

Weiter nach W wandernd, kommen wir in die Scholle Hofbergli—Glutzenhof. Sie durchquert das östlichste der von

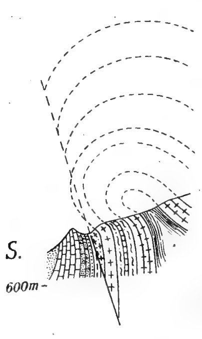


Fig. 5.

Detailprofil durch den Südschenkel der Weißensteinkette bei Günsberg zwischen Dählen und Säget. Maßstab: 1 : 37500.

Buxtorf veröffentlichten Profile (vgl. Buxtorf, Weißenstein, S. 95 ff.)[1]. Die höheren Schichten des Südschenkels, über dem Lias, sind hier wieder wie im größten Teile der Scholle von Farnern verschwunden, mit Ausnahme der Kimmeridge-Fluh zwischen Dählen und Säget. Selbst der Lias ist nur noch in Resten am Scheibenstand von Günsberg und westlich Dählen erhalten. Aber im Gegensatz zur Scholle von Farnern ist das Molassevorland nicht von größeren Trümmermassen bedeckt. Buxtorf erklärt das Fehlen des Südschenkels durch eine Überschiebung desselben durch den zentralen Gewölbeteil, der weit nach Süden bis auf die Molasse vorgedrungen sein soll. An den von Buxtorf am meisten für seine Deutung ins Treffen geführten Punkten, dem Scheibenstand von Günsberg (Teilprofil 27) und dem Bach, der die kleine Kimmeridge-Fluh zwischen Dählen und Säget durchbricht (Fig. 5), ist nicht etwa

[1]) Es sei hier erwähnt, daß Buxtorf ausdrücklich betont, daß seine Profilentwürfe keinen Anspruch auf Endgültigkeit machen und nur auf die zahlreichen Probleme hinweisen sollen.

eine Überschiebung der Molasse durch ältere Schichten zu sehen, wie sie BUXTORF in seinen Profilen 3 und 4 dargestellt hat. Das einzige, was man an den genannten Punkten beobachten kann, ist, daß überkippte Molasse konkordant unter überkippten Lias bzw. Kimmeridge einfällt. Die Annahme einer Überschiebung des Gewölbes über seinen Südschenkel bis auf die Molasse ist also eine bloße Hypothese, die durch keine tatsächlichen Beobachtungen gestützt wird. Es lassen sich vielmehr Gründe anführen, die direkt gegen eine solche Überschiebung sprechen. Vor allem scheint höchst unwahrscheinlich, daß eine so bedeutende Überschiebung nur ganz lokale Ausdehnung besitzt. Westlich Brügmatt wäre der Muschelkalk des Gewölbekerns über den ganzen Südschenkel bis auf die Molasse überschoben, während direkt östlich dieses Hofes der Südschenkel wieder erhalten ist und eine steil aufragende Fluh bildet. Allerdings durchsetzt bei Brügmatt ein Quersprung die Kette, aber auf dem Nordflügel der Antiklinale verursacht er nur ganz geringe seitliche Verschiebungen, und es ist nicht einzusehen, wie er auf der Südseite eine so bedeutende Überschiebung plötzlich aufheben soll. Ferner ist es unverständlich, daß nördlich Günsberg die weit auf die Molasse vorgeschobene Stirn der Überschiebung, die Kalke des Doggers und Malms, so vollkommen der Erosion anheimgefallen sein soll, daß man heute keine Spur mehr davon findet. Schließlich sollte man erwarten, daß in dem tiefen Tälchen, das vom Käspisbergli herunterzieht, die Molasse in die Kette einspringen oder Schichten des überschobenen Südschenkels sichtbar würden. Auch kann ich BUXTORF nicht beistimmen, wenn er die starke Überkippung des Lias am Scheibenstand und des dahinter folgenden Muschelkalks ohne weiteres für tektonisch ansieht und sie zur Konstruktion eines flach nach Norden fallenden Südschenkels benutzt. Nach meinen Beobachtungen sind derartig starke Überkippungen am Gehänge fast immer sekundärer Natur und setzen nicht in die Tiefe fort, besonders hier sind sie durch das Quellen des dahinter liegenden Anhydrits leicht zu erklären. Aus all diesen Gründen möchte ich die Reduktion und das Fehlen der höheren Schichten des Südschenkels nördlich Günsberg durch den Einbruch desselben an einer Verwerfung erklären, wie ich es in Profil 27 dargestellt habe[1]). Der Gewölbescheitelbruch der Teuffelenweid

[1]) Es handelt sich hier bei Günsberg um das Absinken des Vorlandes eines Gewölbes. Dieser Vorgang führt in dem benachbarten Schenkel zunächst zur Steilstellung und Streckung und schliesslich zum Bruch. Derartige Erscheinungen sind sicher nicht auf das Schweizer Juragebirge beschränkt. Am Südrand des Teutoburger-

ist ganz auf den Südschenkel übergegangen und hat diesen, wie dort das südliche Teilgewölbe in die Tiefe versenkt. Die Schichten des hochgebliebenen Gewölbekerns sind steil in die Tiefe geschleppt, die des abgesunkenen Südschenkels reduziert und in die Höhe gebogen. Nach der Freilegung durch die Erosion wurden die steilgestellten Schichten in der Richtung des Gehänges überkippt, wobei auch hier der Druck der hochgebliebenen Gewölbepartie gegen die abgesunkene eine Rolle spielte. Dazu kommt noch das Quellen des von der Anhydritgruppe gebildeten Gewölbekerns, der jetzt von der Erosion angeschnitten ist. So erklärt es sich, daß in der Gegend des Glutzenhofs nicht nur der Lias, sondern sogar die Kalke des oberen Muschelkalks überkippt und ausgebrochen sind. Auch die isolierte auf Molasse überkippte Liasscholle des Scheibenstands von Günsberg (Teilprofil 27) finded so ihre Erklärung als ein Rest der in die Tiefe gebogenen Stirn des hochgebliebenen Gewölbeteils. Infolge des starken Einbruchs ist das ganze Stück der Antiklinale etwas nach S gekippt und gegen die beiden seitlichen Schollen ein wenig südwärts verschoben. Im Gegensatz zu dem abgesenkten oder nur unvollkommen erhaltenen Südschenkel bietet der Nordschenkel ein vollständiges Profil von der Anhydritgruppe bis zum Kimmeridge, dessen wunderbare orographische Gliederung schon öfters Erwähnung gefunden hat, und das am Käspisbergli und beim hinteren Hofbergli vorzüglich aufgeschlossen ist. Wie in der Schwengimattscholle zeigt der Schenkel auch hier eine zweifache flexurartige Absenkung, dem dazwischen liegenden, flach fallenden Stück gehört das Plateau der Kempenfluh an. Die Längmatt—Stierenbergscholle ist nur ein Teil der des Gluzenhof—Hofbergli. Die die beiden Schollen trennende Störung läßt sich nur auf der Nordseite nachweisen, doch mag die unvollständige Erhaltung des Südschenkels daran schuld sein. Profil 28 ist durch diese Scholle gelegt. Die Verwerfung, die den Südschenkel absenkt, ist noch weiter nach außen gerückt und dieser nicht mehr so tief eingebrochen. Die an dem Bruch in die Höhe geschleppten Malmkalke bilden die Kimmeridgefluh zwischen Dählen und Säget (Fig. 5). An ihrem

---

Waldgewölbes am Osning bei Bielefeld, scheinen ganz ähnliche Verhältnisse zu herrschen. Man vergleiche das von Stille entworfene Profil (Der geologische Bau des Weserberglandes in: Das Weserbergland und der Teutoburger Wald, Bielefetd und Leipzig 1909). Die in diesem Profil weggelassenen Zwischenstaffeln zwischen Kreide und Bundsandstein dürften als Reste der in die Tiefe gebogenen Stirn des hochgebliebenen nördlichen Gewölbeteils zu deuten sein.

Westende ist sie infolge zunehmender Überkippung ausgebrochen, die abgerutschte Scholle liegt jetzt unterhalb Säget. Mit der nördlichen Hälfte meines Profils fällt ungefähr BUXTORFS Profil 3 zusammen, während dessen südlicher Teil in die Balmbergscholle überspringt. An der den Stierenberg vom Hofbergli trennenden Störung erfahren die Schichten der Nordflanke des Gewölbes eine Abbiegung aus ihrer bisherigen Streichrichtung. Sie werden nach N herausgedrängt und erleiden eine Steilstellung oder gar Überkippung. Dieses anormale Südfallen der Schichten des Nordschenkels, das im Lias und unteren Dogger

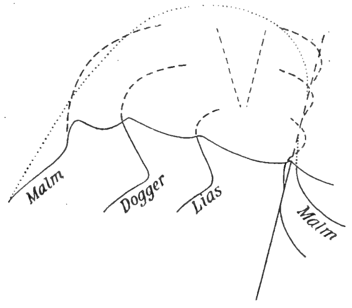


Fig. 6.

Schematische Figur zur Erläuterung von Profil 28.
Punktierte Linie = das ursprüngliche, gestrichelte Linie = das in sich zusammengesunkene Gewölbe.

bei Längmatt sein Maximum erreicht, ist die größte Eigentümlichkeit der Längmatt—Stierenbergscholle. BUXTORF will es durch eine Zurückstülpung deuten, die der nördliche Gewölbeteil erfahren haben soll. Ich möchte die Erscheinung eher ein Einknicken und Insichzusammensinken des Schenkels nennen. Wie die schematische Fig. 6 erläutert, denke ich mir den Vorgang, der zu diesen anormalen Lagerungsverhältnissen führt, folgendermaßen. Als nach der Auffaltung der Kette der Südschenkel eingebrochen war, und das nördliche Gewölbe zusammenzusinken begann, riß es im Scheitel auf. Dadurch und durch die Nachgiebigkeit des aus Anhydrit gebildeten Gewölbekerns war es dem Nordschenkel ermöglicht, nach innen einzuknicken. Dies hatte ein Zurücksinken der höheren Partien des Gewölbes gegen N zur Folge, und die Schichten des Schenkels oberhalb der Knickung wurden nach N übergelegt.

Die Einknickung verursachte eine Abschnürung des Gewölbekerns, wie sie durch die, im Tälchen bei Grüebli auf-

geschlossenen, nach unten konvergierenden Muschelkalkschenkel angedeutet wird. Das Zusammensinken des Gewölbes äußerte sich also hier nicht nur in flexurartigen Biegungen, sondern in einem Zusammenknicken des Nordschenkels. Der Südschenkel besteht aus Muschelkalk, Keuper und Lias, zu denen sich am Westrande der Scholle auch noch Hauptrogenstein gesellt, da ja die Verwerfung immer weiter aus dem Gewölbe herausrückt. Die Schichten sind an ihr steil in die Tiefe geschleppt, nachträglich überkippt und zum Teil ausgebrochen.

Die Querstörung, die die gegen Westen folgende Balmbergscholle von der von Längmatt—Stierenberg trennt, ist bei weitem die bedeutendste. Die westliche Fortsetzung der Antiklinale ist an dem Sprung etwas nach Norden verschoben, im Süden nur wenig, auf der Nordseite stärker. Auf der Südseite führt die schon lange bekannte Querstörung zur Zerreißung der Schichtbänder. So wird an ihr oberhalb der Balmbergstraße in die Fortsetzung der Malmkalke der Balmfluh überkippter Rogenstein des Südschenkels der Längmattscholle geschoben. Auf der Nordseite erlitten die Kalkbänder des Lias und Doggers nur eine flexurartige Auseinanderzerrung an der Störung, während sie in den Kalken des Malms am Westende des Niederwiler Stierenbergs wieder zum Bruch führt. Die Balmbergscholle stellt den Übergang zu dem normal gebauten Weißensteingewölbe dar. Der Südschenkel erlangt in ihr seinen regelmäßigen Bau wieder, indem die Verwerfung nur noch ganz im Osten der Scholle, am Ostende der Balmfluh, die höheren Malmschichten absenkt. (Profil 29) und dann aus der Kette herausstreicht. Die an der Störung in die Tiefe geschleppten und überkippten Schichten richten sich allmählich auf und nehmen normales Südfallen an. Auch der Nordschenkel ist nicht mehr so stark in sich zusammengesunken, natürlich wird er noch durch die östliche Scholle beeinflußt. An Stelle der Einknickung findet sich wieder eine wohl ausgeprägte Flexur, die Buxtorf Bödeliflexur genannt hat. Unterhalb derselben sind die Schichten des Nordschenkels steil abgebogen. Die höheren Lagen haben nachträglich Überkippung erfahren und sind oberhalb Welschenrohr stellenweise ausgebrochen. Von dem normal gebauten Röthifluhgewölbe wird die Balmbergscholle auf der Nordflanke durch eine Querstörung getrennt, an der sich die Streichrichtung des Nordschenkels ändert. Gleichzeitig treten an die Stelle der steilgestellten Schichten der Balmbergscholle im Schitterwald die flach ansteigenden Bänke des Nordschenkels der Röthifluh, die Bödeliflexur ist hier kaum noch angedeutet (Taf. VIII Profil 30). Auf der Südseite voll-

zieht sich der Übergang allmählich, und die Balmbergscholle hat keine scharfe Begrenzung gegen Westen.

Werfen wir noch einen Rückblick auf die die einzelnen Schollen trennenden Querverwerfungen. Abgesehen von der Längmattstörung, finden an ihnen nur unbedeutende seitliche Verschiebungen der einzelnen Schichtbänder statt. Während die Sprünge sich in den mergeligen Komplexen gar nicht nachweisen lassen, führen sie auch oft in den Kalken nicht zum Bruch, sondern nur zu einer flexurartigen Verbiegung der Schichten. Ich habe sie daher auf der Skizze gestrichelt eingezeichnet und nur dann ausgezogen, wenn an ihnen eine tatsächliche Verschiebung der Schichten zu beobachten ist. Auch verhalten sich die einzelnen Kalkkomplexe den Störungen gegenüber ganz verschieden, indem der eine oft erst ein ganzes Stück weiter östlich oder westlich von ihr getroffen wird als der andere. Ich vermag heute noch nicht zu sagen, ob diese Störungen auf die Weißensteinkette beschränkt sind, oder ob sie von Norden her durch die Mulde von Balsthal in sie herübersetzen. Ist dies nicht der Fall, so dürften sie allein durch das verschieden tiefe nachträgliche Zusammensinken des Gewölbes ihre Erklärung finden. Tatsächlich beobachten wir an ihnen, wie das Längsprofil (Taf. IX) zeigt, deutliche Verschiebungen der einzelnen Stücke der Kette in vertikaler Richtung. In den verschiedenen Schollen ist das Gewölbe verschieden stark zusammengesunken, und zwar in der Hofbergli—Glutzenhofscholle am stärksten, da hier ja auch der Südschenkel am tiefsten eingebrochen ist. Von hier aus steigen die anderen Schollen nach Westen und Osten staffelartig an. Die Längmattverwerfung und die beiden sie östlich und westlich flankierenden Sprünge mögen auch durch die Richtungsänderung der Kette bedingt sein. Die Kette geht hier aus einer fast ostwestlichen Richtung bis zum Weißenstein in eine nordöstlich-südwestliche über. Die Drehung des westlichen Stückes nach Süden hatte eine Bewegung des östlichen nach Norden zur Folge. Die Schichten der östlich anstoßenden Scholle wurden zunächst mit nach Norden gedreht, schließlich kam es aber doch zum Bruch, und zwar am stärksten in der zusammengedrückten konkaven Südflanke, während an der Nordflanke an der Störung eigentlich nur eine Ausbiegung der Schichten gegen Norden erfolgte. Hand in Hand damit ging eine Auseinanderzerrung der einzelnen Horizonte vor sich, die es den tieferen ermöglichte, in der Längmattscholle ganz in sich zusammenzusinken. So beeinflussen hier bei Günsberg auch die Querstörungen den Bau der Kette nicht unwesentlich.

Aus den Lagerungsverhältnissen in der zuletzt besprochenen Balmbergscholle glaubte Buxtorf auf ein Konvergieren der Gewölbeschenkel gegen die Tiefe hin schließen zu dürfen. Sein Profil 2 zeigt ein Fächergewölbe, dessen Zustandekommen er folgendermaßen erklärt. Bei der Auffaltung der Schichten erfolgte in der Anhydritgruppe eine Abscherung derselben von ihrer Unterlage. Hierdurch war es möglich, daß die Schenkel des Gewölbes durch den tangentialen Druck gegeneinander gepreßt und der aus Anhydrit gebildete Kern abgequetscht wurde. Nach meinen Beobachtungen lassen sich aber aus der Gegend des Balmbergs keine Tatsachen anführen, die für ein solches Konvergieren beider Gewölbeschenkel gegen die Tiefe hin sprechen. Wohl fallen die Schichten des Südschenkels an der nach Balmberg heraufziehenden Straße steil nach Norden. Diese anormale Lagerung findet aber, wie wir gesehen haben, ihre Erklärung durch die hier in die Kette einschneidende Störung. Schon wenig weiter westlich steigen die Kimmeridgebänke normal südfallend zur Balmfluh empor. Auch auf der Nordseite sind an der vom Krüttliberg nach Welschenrohr herunterführenden Straße die Schichten des Nordschenkels zweifellos stark überkippt. Aber gleich westlich stellen sich die Malmkalke wieder saiger, und in dem die Fluh am Ostende des Sollmattbodens durchbrechenden Bach zeigt das Kimmeridge bereits Nordfallen. Ebenso ist es in dem tief eingeschnittenen Bachriß östlich des Sollmattbodens. Hier sind oben am Rande des Krüttlibergs die Bänke der Crenularisschichten und des Sequan noch stark überkippt, aber tief unten in der Schlucht legen sich steil nach Norden fallende Kimmeridge-Felsen dagegen. Die Überkippung ist also auch hier ganz lokaler Natur und auf die durch die Erosion freigelegten, steilgestellten Schichtköpfe beschränkt. Was schließlich den von Buxtorf angeführten Rogenstein am Nordabhang des Bödeli anbelangt, so konnte ich hier, abgesehen von ganz lokalen Überkippungen einzelner Bänke, nur ein allgemeines Nordfallen von 70—80 Grad beobachten. Eine gefaltete Abscherungsdecke nannte Buxtorf den Kettenjura; auch mir scheint es sehr wahrscheinlich, daß bei der Auffaltung der Juragewölbe eine Loslösung der höheren Schichten von ihrer Unterlage etwa in der Anhydritgruppe stattgefunden hat, doch glaube ich nicht, daß der faltende Druck in den südlichen Ketten so stark war, daß es zur Bildung von Fächergewölben und bedeutenden Überschiebungen kam. Wenn uns heute in den Juragewölben die Schenkel ungewöhnlich steil gestellt oder überkippt erscheinen, so ist dies meiner Meinung nach nur selten eine

primäre tektonische Bildung, sondern meist eine sekundäre Erscheinung, bedingt durch das Zusammensinken der Antiklinalen nach Beendigung der Faltung.

An der Hand einer schematischen Zeichnung möchte ich diesen Einsinkungsvorgang etwas näher erläutern. Bei der Auffaltung wurde ein normal gebautes, mäßig steiles Gewölbe gebildet (punktierte Linie in Fig. 7). Als der Faltungsprozeß

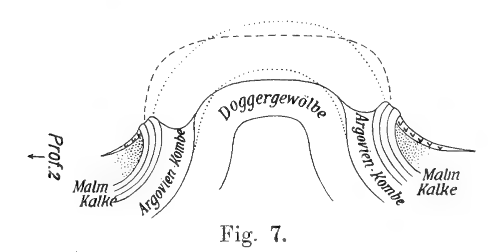


Fig. 7.
Schematisches Profil zur Erläuterung des Einsinkungsvorganges, der zur Herausbildung des Koffergewölbes führt.

dann zur Ruhe kam, und die Spannung nachließ, sank das in den tieferen Schichten von seiner Unterlage abgelöste Gewölbe ein. Es entstand das sogenannte Koffergewölbe, indem sich unter Steilstellung der Schenkel und plötzlicher Umbiegung derselben ein weites fast ebenes Gewölbedach herausbildete[1]. (gestrichelte Linie Fig. 7). Das Koffergewölbe ist eine im Jura sehr verbreitete Form der Antiklinale. Als dann die Erosion weiter und weiter fortschritt und sie den steilgestellten Malmkalken ihre Stütze in Gestalt der Molasse wegnahm, wurden diese unter dem Druck des Gewölbes nach außen überkippt. Schließlich kam es in der scharfen Umbiegung der Schenkel zum Bruch. Teile des Gewölbedaches rutschten über die überkippten Schenkel ab. und diese brachen aus. Auf solche Weise findet an vielen Stellen das anormale Verhalten in der Lagerung der Kalke des Malms und des Doggers seine Erklärung[2]. Während die Kalke des Malms der Schenkel

[1]) Zu ganz ähnlichen Anschauungen kam Mathey, doch erklärte er das Einsinken der höheren Schichten des Malms im Gewölbescheitel, durch die leichte Verschiebbarkeit in den Mergeln des Oxford (Coupes géologiques des Tunnels du Doubs. Denkschrift d. schweiz. Gesellsch. f. Naturwissensch. **39**, Zürich 1885).

[2]) Zweifellos können auch durch tektonische Vorgänge gewisse Unterschiede in der Lagerung der Malmkalke und des Hauptrogensteins verursacht und durch die Mergel des Argovien bzw. des Oxford ausgeglichen werden, wie wir das in der Önsinger Klus gesehen haben. Es ist mir aber unverständlich, wie die Kalke des Malms bei der Auf-

stark überkippt und fächerförmig gestellt, auch gelegentlich aus dem Gewölbedach abgerutschte Schollen über sie geschoben sind, besitzt der Rogenstein noch eine ganz normale Lagerung[1]). Schreitet die Erosion aber weiter fort, so erleidet er ganz das gleiche Schicksal, indem auch seine Schichten in den steilgestellten Schenkeln überkippt werden (wie am Außerberg in der Weißensteinkette und Beretenwald in der Farisbergkette).

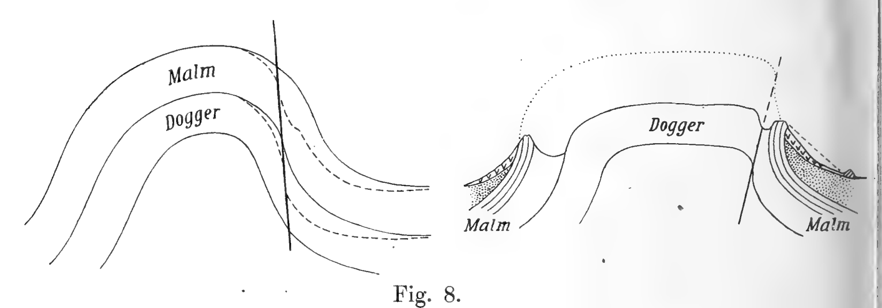


Fig. 8.
Komplikation im Koffergewölbe durch Absinken eines Schenkels. Links vor, rechts nach dem Einsackungsvorgang.

Eine weitere Komplikation tritt ein, wenn das Gewölbe gleichzeitig von einer tektonischen Störung betroffen wird, mit der sich die eben geschilderten Erscheinungen kombinieren und ihren wahren Charakter verhüllen können. In Fig. 8 ist eine Antiklinale dargestellt, deren steilgestellter Schenkel an einer Verwerfung in die Tiefe gebrochen ist. Auch diese tektonischen Störungen entstanden erst nach Beendigung der Auffaltung, denn solange das Gewölbe durch den faltenden Druck unter Spannung stand, war kein Einbruch möglich. Als er erfolgte, begann das hochgebliebene Gewölbe in sich zusammenzusinken, wie es die Figur rechts zeigt: Hierbei übte es einen Druck aus gegen die steil aufgebogenen Schichten des abgesunkenen Schenkels, der zu Überkippungen, Abpressungen und lokalen Überschiebungen führen kann, was wir an speziellen Beispielen schon besprochen haben.

faltung der Antiklinale Überschiebungen von bedeutendem Ausmaß erlitten haben sollen, während der Hauptrogenstein ganz ungestört bleibt, was Buxtorf zur Erklärung der Lagerungsverhältnisse im Clos du Doubs annimmt (Ber. üb. d. Vers. d. Oberrhein. geolog. Ver. Heidelberg 1909, Taf. I). Ich sehe in der Überschiebung bei Frenois die nach beträchtlicher Erosion des Gewölbes auf die steilgestellten Schenkel heruntergeglittenen Schichten des Gewölbedaches.

[1]) Die beträchtlichen Dislokationen der Kalke des Malms finden vielleicht noch dadurch eine weitere Erklärung, daß sie von Anfang an keine bruchlose Faltung erfahren haben, wie das Greppin ausführte. (Orographie von Langenbruck, S. 146.)

Lassen wir nach diesen allgemeinen Betrachtungen das in der vorliegenden Arbeit entworfene Bild von dem Bau des Ostendes der Weißensteinkette noch einmal an unserem Auge vorüberziehen. Alle beobachteten Erscheinungen finden durch die theoretischen Erwägungen eine ungezwungene Erklärung. Ganz im Osten besitzt die untertauchende Antiklinale einen ziemlich regelmäßigen Bau. Nur das nachträgliche Einsinken des Gewölbes führt in den Flanken zu untergeordneten Störungen. Nach und nach bildet sich das typische Koffergewölbe heraus. Die scharfen Umbiegungen der Schenkel sind am Roggen zu Bruch gekommen, ihre Trümmer bedecken jetzt die Flanken der Antiklinale. Östlich Balsthal schneidet dann eine Verwerfung in den Nordschenkel der Kette ein, an der er in die Tiefe versenkt wird. Durch den Druck des hochgebliebenen Gewölbedaches gegen die abgesunkenen Partien werden an dieser Störung mancherlei Komplikationen verursacht. Zwei Äste der Längsstörung springen von Ost und West schiefwinkelig in die Kette ein und bedingen den Einbruch des zwischen ihnen liegenden dreieckigen Stückes. Die Erosion hat sich diese Bresche zunutze gemacht und in ihr das Quertal der Klus geschaffen. Am Westende der Schwengimatt schneidet die Längsstörung schiefwinkelig in die Kette ein und wird zum Gewölbescheitelbruch. Erst ist das nördliche, später das südliche Teilgewölbe an ihm abgesunken. Aus dem in sich zusammensinkenden südlichen Gewölbe sind zwischen Walden und Farnern ganze Schichtkomplexe in das Molassevorland hinausgeglitten. Nördlich Günsberg finden wir die Störung im Südschenkel der Kette, der unter gleichen Erscheinungen wie der Nordschenkel bei Balsthal in die Tiefe versenkt wird. Querstörungen zerlegen die Kette hier in eine Reihe von Schollen, in denen das hochgebliebene Gewölbe verschieden stark in sich zusammengesunken ist. Der Einsinkungsvorgang äußert sich in flexurartigen Abbiegungen und Einknickungen im Nordschenkel. An der westlichsten Störung erleidet die Kette unter seitlicher Verschiebung der Schichtbänder eine Richtungsänderung. Durch tektonische Störungen der Antiklinale ist dem auffallend tiefen Aufbruch der Weißensteinkette bis auf die Schichten der Trias zwischen Randfluh und Röthifluh, ebenso wie der tiefen Erosion in der Klus, vorgearbeitet worden. Sekundäre Sackungen der Gewölbe und ihre Folgeerscheinungen haben die Einzelheiten im heutigen Bilde des Baues der Kette geschaffen.

Manuskript eingegangen am 10. März 1910.]

18. Brachiopoden und Lamellibranchiaten der senonen Kreidegeschiebe aus Westpreußen.

Von Herrn KURT VOGEL VON FALCKENSTEIN in Eberswalde.

(Hierzu Taf. X u. 2 Textfiguren.)

Ein reichhaltiges und gut erhaltenes Material meist senoner Geschiebe aus Westpreußen ist vom Danziger Provinzialmuseum dem Berliner paläontologischen Institut zur Bearbeitung übergeben worden.

Die Ergebnisse dieser Untersuchung sollen im folgenden mitgeteilt werden.

Gleichzeitig lieferte eine sehr umfangreiche Sammlung ostpreußischer Geschiebe ein willkommenes Vergleichsmaterial. Diese konnte jedoch nicht vollständig bearbeitet werden, da sie von Königsberg reklamiert wurde.

Entsprechend den vorhandenen Stücken beschäftigt sich meine Arbeit im wesentlichen mit Brachiopoden und Lamellibranchiaten, während Belemniten und Gastropoden wenig berücksichtigt sind.

Grundlegend für die folgenden Betrachtungen ist die Arbeit von H. SCHRÖDER: Über senone Kreidegeschiebe der Provinzen Ost- und Westpreußen[1]). Die meisten der von ihm beschriebenen Formen konnte ich wiedererkennen. Immerhin ließ sich ihr Kreis bei dem großen vorhandenen Material noch ganz bedeutend erweitern. — Von älteren Autoren sind zu nennen SCHUMANN[2]), RÖMER[3]) und DAMES[4]).

SCHRÖDER versucht in seinem geologischen Teil eine Horizontierung seiner Geschiebe durch petrographischen Vergleich des anhaftenden Gesteins.

Bei meiner Arbeit ist dies bedeutend schwieriger. Einerseits ist von dem anhaftenden Gestein oft wenig oder gar nichts

---

[1]) Diese Zeitschr. **34**, 1882, S. 234.
[2]) Neue preuß. Provinzblätter **60**, 1858.
[3]) Diese Zeitschr. XIV, 1862, S. 629.
[4]) Diese Zeitschr. XXX, 1878, S. 685.

erhalten, andererseits fehlen meist Anhaltspunkte über gleichzeitiges Vorkommen verschiedener Versteinerungen in den gleichen Geschiebestücken.

Häufig ist ein glaukonitisches Gestein, das wohl der Zone des *Actinocamax quadratus* entspricht.

Auch die obersenone harte Kreide, die als Mucronatenzone zu bezeichnen ist, habe ich wiederholt angetroffen.

Ebenso finden sich nicht selten Feuersteinverkieselungen von Ostreiden.

Da, wie schon gesagt, die mir zur Verfügung stehenden petrographischen Daten nicht so sicher sind, um darauf eine neue Orientierung zu gründen, werde ich in der folgenden Tabelle mich an das SCHRÖDERsche Schema halten und meine neuen Befunde diesem einzugliedern versuchen[5].

Es sind demnach zu unterscheiden:

Untersenon	a) Mergeliger Sandstein mit *Inoceramus cardissoides* und *lobatus*. b) Sandstein mit *Inoceramus lobatus*. c) Quarzit mit *Actinocamax quadratus* und *Exogyra laciniata*. (Glaukonitisches Gestein.) d) Lose Versteinerungen mit *Actinocamax subventricosus* und *Exogyra auricularis*.
Obersenon	e) Harte Kreide mit *Belemnitella mucronata*. f) Feuersteinknollen mit *Ananchytes ovata*.

Die in der Tabelle mit einem Kreuz bezeichneten Arten sind bereits von SCHRÖDER in den preußischen Geschieben gefunden worden. Wie aus der obigen Zusammenstellung hervorgeht, konnte die Liste bedeutend vergrößert werden. —

Im folgenden sollen die einzelnen Arten näher beschrieben werden.

Paläontologischer Teil.

Cephalopoda.

Belemnitidae BLAINV.

Belemnitenreste, die wohl meistens dem *Actinocamax quadratus* BLAINV. (SCHLÜTER: Palaeont. XXIV, S. 297, Taf. 54, Fig. 1—13; Taf. 53, Fig. 20—25) und der *Belemnitella mucronata* SCHLOTH. (SCHLÜTER: Palaeont. XXIV, S. 200, Taf. 55, Fig. 1 u. 2) angehören, kommen in den Geschieben vielfach vor. In den mir vorliegenden Stücken handelt es sich aber immer nur um Bruchstücke, die eine genauere Bestimmung nicht zulassen.

---

[5]) Diese Zeitschr. **34**, 1882, S. 255 u. 277.

	älter als Senon	Untersenon				Obersenon	
		Mergeliger Sandstein mit *Inoc. cardissoides*	Sandstein mit *Inoc. lobatus*	Quarzit mit *Act. quadr.* (Glaukonit. Gestein.)	Lose Verstein. mit *Act. subventric.*	Geschiebe mit *Bel. mucronata*	Feuerstein
†1. Belemnitenreste				+	+	+	
†2. *Avicula* cfr. *tenuicostata* ROEM.						+	
†3. *Inoceramus* cfr. *balticus* BOEHM.		+	+				
4. *Inoceramus decipiens* ZITT.		+	+				
†5. *Inoceramus lobatus* MÜNST.		+	+				
†6. *Inoceramus cardissoides* GOLDF.		+					
7. *Inoceramus* cfr. *Brongniarti* SOW.	+ ?						
8. *Inoceramus* sp.		+					
†9. *Lima semisulcata* NILSS. sp.						+	
10. *Lima decussata* MÜNST.						+	
†11. *Lima prussica* SCHRÖD.			+			+	
†12. *Lima Hoperi* MANT.						+	
†13. *Pecten* cfr. *Faujasii* DFR.						+	
14. *Pecten multicostatus* NILSS.				+			
15. *Pecten trigeminatus* GOLDF.				+			
16. *Pecten subdecemcostatus* n. sp.				+			
†17. *Pecten mediocostatus* SCHRÖD.						+	
18. *Pecten dentatus* NILSS.				+			
19. *Pecten curvatus* GEIN.						+	
20. *Pecten submiscellus* n. sp.				+		+	
21. *Pecten laevis* NILSS.		+					
22. *Pecten pulchellus* NILSS.		+					
23. *Pecten* cfr. *striato-punctatus* ROEM.		+					
†24. *Pecten Baueri* SCHRÖD.						+	
†25. *Pecten cretosus* DFR.						+	
26. *Pecten cretaceus* NYST.						+	
†27. *Pecten undulatus* NILSS.						+	
†28. *Vola quinquecostata* SOW.						+	
†29. *Vola quadricostata* SOW.						+	+
†30. *Ostrea hippopodium* NILSS.						+	
†31. *Alectryonia semiplana* SOW. sp.		+			+ ?	+	

†32. *Alectryonia diluviana* LIN. sp.					+		
†33. *Alectryonia* cfr. *frons* PARK sp.					+		
†34. *Gryphaea vesicularis* LAM.		+	+		+ ?	+	+
†35. *Exogyra* sp.					+ ?		
36. *Exogyra subconica* n. sp.					+ ?		
†37. *Exogyra lateralis* NILSS.						+	
†38. *Exogyra haliotoidea* SOW.					+ ?		
†39. *Exogyra auricularis* WAHLENB.					+		
40. *Exogyra Stremmei* n. sp.				+			
41. *Spondylus spinosus* DESCH.	+ ?						
†42. *Spondylus latus* SOW.						+	
43. *Spondylus Dutempleanus* D'ORB.						+ ?	
44. *Mytilus* sp.	+ ?						
45. *Nucula* sp.						+ ?	
†46. *Nucula* cfr. *producta* NILSS.						+	
47. *Arca Geinitzi* REUSS.	+ ?						
48. *Cardium subalutaceum* n. sp.				+			
49. *Cardium subdeforme* n. sp.				+ ?			
50. *Cardita tenuicosta* SOW.			+ ?				
51. *Astarte* cfr. *similis* MÜNST.			+				
52. *Lucina* sp.			+ ?				
53. *Cyprina* sp.							
54. *Venus* cfr. *Goldfusii* GEIN.	+ ?					+ ?	
†55. *Cytherea plana* SOW.						+	
56. *Tellina Goldfusii* ROEM.			+				
57. *Lingula* sp.						+	
58. *Rhynchonella* sp.							+
59. *Rhynchonella plicatilis* SOW.	+ ?						
60. *Rhynchonella subplicata* D'ORB.				+			
†61. *Terebratula carnea* SOW.						+	+
62. *Terebratula carnea* SOW. var. *elongata* SOW.						+	+
63. *Terebratula* cfr. *semiglobosa* SOW.	+ ?					+ ?	
64. *Terebratula* cfr. *depressa* LAM.	+						
65. *Terebratulina Giesei* HAG.						+	
†66. *Terebratulina chrysalis* SCHLOT.						+	
67. *Hexacorallium* sp.				+		+	
68. *Spongozorum* sp.						+	

Lamellibranchiata.

Aviculidae LAM.

Avicula cfr. *tenuicostata* ROEM.

Avicula tenuicostata ROEM. (Kreidegeb., Taf. 8, Fig. 15). — WOODS: Mon. of cret. lam. of Engl., S. 61, Taf. 8, Fig. 17—23.

Der hintere Flügel aller gefundenen Stücke ist groß. Jedoch konnte bei dem meist unvollkommenen Erhaltungszustande kein Byssusausschnitt festgestellt werden. Die Radialberippung ist etwas unregelmäßig. Interradien sind aber häufig zu beobachten.

Jedenfalls besteht ein wesentlicher Unterschied gegenüber *Avicula pectinata* SOW. (WOODS: S. 61, Taf. 8, Fig. 8—14), die schärfere Rippen zeigt und meist schmaler in der Form ist, ebenso gegenüber *Avicula seminuda* DAMES, die sowohl in der Art der Berippung als in der Form der Ohren stark differiert.

ROEMERs Fundort ist die untere Kreide bei Hannover. In England kommt die Art bis zur Quadratus-Zone vor. In den Geschieben gehört sie den Mucronatenschichten an.

Pernidae ZITTEL.

Fam. *Pernidae.*

An einem Bruchstück lassen sich die isolierten Quergruben am Schloßrand gut erkennen.

Inoceramus cfr. *balticus* BOEHM.

ZITTEL: Denkschrift d. Wiener Akad. XXV, S. 95. — SCHRÖDER: Diese Zeitschr. **34**, 1882, S. 273. — BOEHM: Diese Zeitschr. **59**, 1907, Monatsber., S. *113*. — BOEHM: Diese Zeitschr. **61**, 1909, Monatsber., S. *119*. — SCHRÖDER u. BOEHM: Geologie u. Paläont. der subhercynen Kreidemulde. — BOEHM: *Inoceramus Cripsi* auct. Abhandl. der Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1909, Heft 56.

Unter den Geschieben Ostpreußens fanden sich mehrere Exemplare eines *Inoceramus*, den ich, den Ausführungen von SCHRÖDER (diese Zeitschr. 34) folgend, zunächst als *Inoceramus Cripsii* MANT. var. *typica* ZITT. bezeichnet habe.

Da nach dem Vorschlage von Herrn J. BOEHM dieser Name für die senonen Formen zu kassieren ist, glaube ich meine Stücke, die mir jetzt nicht mehr zur Verfügung stehn, als *Inoceramus balticus* BOEHM ansehn zu müssen.

Inoceramus decipiens ZITT.

SCHRÖDER: Diese Zeitschr. **34**, 1882, S. 273, Taf. 16, Fig. 2.

Da die Spezies *Inoceramus Cripsii* nicht mehr aufrecht zu erhalten ist, fällt hiermit auch deren Varietät *decipiens* ZITT. Einem mündlichen Vorschlage von Herrn J. BOEHM folgend, benenne ich die Form *Inoceramus decipiens* ZITT. Die im allgemeinen rhombisch aussehenden Stücke zeigen deutliche Radialstriemen.

Inoceramus lobatus MÜNST.

GOLDFUSS: Petref. Germ. II, S. 113, Taf. 110, Fig. 3. — SCHLÜTER: Kreidebivalven, Taf. 4, Fig. 2 u. 3, S. 27.

Die meistens kleinen Stücke dieser Art kommen in den ostpreußischen Geschieben ziemlich häufig vor. Sie gehen in ihrer äußeren Form vielfach in *Inoceramus cardissoides* über, denn es finden sich einerseits Exemplare mit Radialstreifung, andererseits kommt auch ein Steilabfall der Vorderseite ohne erkennbare radiale Streifung vor.

Die Art ist nach SCHLÜTER auf das Untersenon beschränkt und tritt hier in allen drei Gliedern auf.

Inoceramus cardissoides GOLDF.

GOLDFUSS: Petref. Germ. II, S. 112, Taf. 110, Fig. 2. — SCHLÜTER: Kreidebivalven, S. 26.

Wie schon erwähnt, zeigen die kleinen als *Inoceramus cardissoides* bestimmten Steinkerne viel Ähnlichkeit mit der soeben beschriebenen Art. Charakteristisch ist der Steilabfall der vorderen Kante verbunden mit Radialstreifung.

Die vertikale Verbreitung dieser Spezies ist nach SCHLÜTER geringer als die der vorhergehenden. *Inoceramus cardissoides* kommt nur in den jüngeren Gliedern des Untersenons vor.

Inoceramus cfr. *Brongniarti* SOW.

Inoceramus anulatus. — GOLDFUSS: Petref. Germ. II, Taf. 110, Fig. 7. — SCHLÜTER: Kreidebivalven, S. 15.

Ein einzelnes großes Bruchstück hat einen erhaltenen Schalenrest mit der bei GOLDFUSS abgebildeten Zeichnung durch Anwachsstreifen. Immerhin ist die Bestimmung dieser nur dem Turon angehörigen Art bei der Unvollständigkeit der vorliegenden Versteinerung unsicher.

Inoceramus sp.

Ähnlichkeit mit *Inoceramus balticus* BOEHM. haben zwei Innen- und ein Außenabdruck durch die Breite der Form. Jedoch ist der Winkel, den Schloßrand und vorderer Rand bilden, bedeutend größer als 90°.

Limidae D'ORB.

Lima semisulcata NILSS. sp.

Plagiostoma semisulcata. — NILSSON: Petref. Suec., S. 25, Taf. 9, Fig. 3. *Lima semisulcata.* — GOLDFUSS: Petref. Germ. II, S. 90, Taf. 104, Fig. 3; D'ORBIGNY: Pal. fr. d. ter. crét. III, S. 562, Taf. 424, Fig. 5—9; MÜLLER: Ilsede, S. 26.

Die scharfen Radialrippen auf der Mitte des Rückens treten deutlich hervor. Allerdings konnte die Körnelung dieser Rippen nicht beobachtet werden, was wohl mit dem Erhaltungszustande zusammenhängen mag. Bei genauer Beobachtung durch die Lupe gelang es, außer den Hauptrippen auf dem Schalenrücken noch weitere, gegen den Rand hin immer schwächer werdende Radialrippen festzustellen. Hierdurch bleibt an der Seite eine geringere Fläche frei, als den Abbildungen entspricht.

Die Formen nähern sich der *Lima decussata* MÜNST. (GOLDFUSS: Petref. Germ. II, S. 91, Taf. 104, Fig. 5) in ähnlicher Weise wie es schon WOLLEMANN (Lüneburger Kreide, S. 57) für das Vorkommen dieser Spezies in Lüneburg erwähnt hat.

Lima semisulcata findet sich in den Geschieben mit *Belemnitella mucronata.* Sie ist im Unter- und Obersenon verbreitet. In Schweden kommt sie in den Trümmer- und Sandkalken vor.

Lima decussata MÜNST.

GOLDFUSS: Petref. Germ. II, S. 91, Taf. 104, Fig. 5.

Vier Stücke sind etwas breiter als *Lima semisulcata.* Bei dieser Form ist der ganze Rücken von Radialrippen bedeckt.

Lima cfr. *prussica* SCHRÖDER.

Diese Zeitschr. **34**, S. 264, Taf. 15, Fig. 2.

Nur ein Exemplar zeigt vollständig erhaltene Schale, die etwas verdrückt ist, aber fast glatt erscheint. Sonst sind nur

Steinkerne mit sehr geringen Schalenresten vorhanden, die sich der *Lima Hoperi* MANT. nähern.

SCHRÖDER hat diese Spezies sowohl im Sandstein mit *Inoceramus lobatus* als auch im Mucronatengeschiebe gefunden.

Lima Hoperi MANT.

D'ORBIGNY: Pal. fr. d. ter. crét. III, S. 564, Taf. 424, Fig. 10—13. — GEINITZ: Palaeont. XX, 2, S. 40, Taf. 9, Fig. 11 u. 12. — HOLZAPFEL: Palaeont. **35**, S. 240, Taf. 27, Fig. 5.

Der Schloßkantenwinkel ist etwas größer als 90°. Die Schale ist flach gewölbt. Die breiten Radialstreifen werden durch punktierte Interradiallinien getrennt.

Die im ganzen Senon verbreitete Art kommt besonders im Obersenon vor. In den preußischen Geschieben ist sie vielfach mit *Belemnitella mucronata* gefunden worden.

Pectinidae.

Pecten cfr. *Faujasii* DFR.

GOLDFUSS: Petref. Germ. II, S. 57, Taf. 93, Fig. 7.

Eine Schale liegt mit der Außenfläche im Gestein. Es gelang, dreiteilige geschuppte Rippen herauszupräparieren. Die stark gewölbte, rundliche Schale hat allerdings große Ähnlichkeit mit dem im Cenoman und Turon bekannten *Pecten asper* LAM. (GOLDFUSS: Petref. Germ. II, S. 58, Taf. 94, Fig. 1. — D'ORBIGNY: Pal. fr. d. ter. crét. III, S. 599, Taf. 434, Fig. 1—6). Auch die Zahl der Rippen deutet auf letzteres hin. Bei dem mangelhaften Erhaltungszustande ist eine Entscheidung zwischen den beiden Spezies schwer.

Pecten Faujasii kommt in den Geschieben mit *Belemnitella mucronata* zusammen vor. Er ist im oberen Kreidemergel bei Goslar und im Kreidetuff von Maastricht gefunden worden.

Pecten multicostatus NILSS.

GOLDFUSS: Petref. Germ. II, S. 53, Taf. 92, Fig. 3.

Zwei teilweise erhaltene Schalenabdrücke gehören dieser Spezies an, die sich auch im Kreidetuff von Maastricht findet.

Pecten trigeminatus GOLDF.

GOLDFUSS: Petr. Germ. II, S. 52, Taf. 91, Fig. 14. — STROMBECK: Diese Zeitschr. XV, S. 155.

Mehrere unvollkommen erhaltene Abdrücke lassen die büschelförmig ausstrahlenden Rippen erkennen, von denen je drei einen Strahl bilden. Der Schloßkantenwinkel ist spitz. Die Art findet sich in der Mucronatenkreide von Haldem und Coesfeld, wahrscheinlich auch in der Quadratenkreide von Werningerode.

Pecten subdecemcostatus n. sp. Taf. X, Fig. 2a u. b.

GOLDFUSS: Petr. Germ. II, S. 53, Taf. 92, Fig. 2. — REUSS: Böhm. Kreideform., S. 28. — GEINITZ: Palaeont. XX, 2, S. 35, Taf. 10, Fig. 8 u. 9.

Diese Art scheint der senone Vertreter der Formenreihe von *Pecten decemcostatus* MÜN. zu sein.

Als Innenabdruck zeigen die Rippen dieselbe Form, die GOLDFUSS und GEINITZ abbilden. Die mir vorliegenden Stücke werden aber bedeutend größer und erreichen eine Höhe von über 60 mm.

Die Ohren der linken Klappe entsprechen der Beschreibung von GEINITZ. Dagegen zeigt das hintere Ohr der rechten Klappe einen scharfen Byssusausschnitt.

Außer inneren und äußeren Abdrücken sind aber noch sehr gut erhaltene Schalenreste vorhanden, die nach teilweiser Ablösung die Oberflächenskulptur in sehr feiner Ausführung ergeben.

Auf der Innenseite sind nur die 8—10 glatten Radialrippen zu beobachten. Die Schale ist sehr dünn. Auf der Außenseite sind diese Rippen, die innen mit scharfen Ecken hervortreten, gerundet, so daß eine gleichmäßige Wellung erscheint. Auf der Oberfläche ist eine feine runzlige konzentrische Streifung zu beobachten, über die sich gleichmäßig, über Rippen und Vertiefungen, feine radiale Streifen ziehen, die besonders in der Nähe des unteren Randes mit der Lupe gut zu beobachten sind.

Das anhaftende Gestein deutet auf obersenonen Ursprung dieser neuen Spezies hin.

Pecten mediocostatus SCHRÖD.

SCHRÖDER: Diese Zeitschr. **34**, S. 268, Taf. 15, Fig. 3.

In den ostpreußischen Geschieben kommen viele Abdrücke der von SCHRÖDER aufgestellten Art vor. Ein Schalenrest

erlaubte ein genaueres Studium der feineren Skulptur mit der Lupe. Ich fand die Angaben von SCHRÖDER in bezug auf die Radialrippen und die ganz feine darüberliegende bogige Streifung bestätigt.

Pecten mediocostatus kommt in der Stufe der *Belemnitella mucronata* vor.

Pecten dentatus NILSS.

NILSSON: Petr. Suec., S. 20, Taf. 10, Fig. 9. — MÜLLER: Braunschweig und Ilsede, S. 31, Taf. 5, Fig. 3—5.

Ein Bruchstück aus Ostpreußen zeigt genau die Form der Abbildung von MÜLLER, Fig. 4.

Dieser Pecten kommt in der unteren Granulatenkreide des Münsterlandes vor, gehört also dem Untersenon an.

Pecten curvatus GEIN.

GEINITZ: Palaeont. XX, 1, S. 193, Taf. 43, Fig. 15; XX, 2, Taf. 10, Fig. 1.

Zwei Abdrücke und eine teilweise erhaltene Schale aus den ostpreußischen Geschieben entsprechen in ihrer Oberflächenzeichnung der Abbildung von GEINITZ 2, Taf. 10, Fig. 1.

Vorkommen in der senonen Kreide von Schonen bei Köpinge usw., in Deutschland und Frankreich von Cenoman bis Senon.

Pecten submiscellus n. sp. Taf. X, Fig. 4.

Pecten miscellus MÜNST. — GOLDFUSS: Petr. Germ. II, S. 51, Taf. 91, Fig. 8.

Schon SCHRÖDER hat bemerkt, daß in den preußischen Kreidegeschieben ein Pecten vorkommt, der Ähnlichkeit mit *Pecten miscellus* hat, diesem aber nicht vollkommen entspricht. (Diese Zeitschr. **34**, S. 265.)

Die Anzahl der Radialrippen ist geringer als die von *Pecten miscellus*. Es wurden Stücke von sehr verschiedener Größe gefunden. Die größten erreichten eine Höhe von 30 mm. Die Rippen sind etwa ebenso breit wie die entsprechenden Vertiefungen und teilen sich häufig in der Nähe des unteren Randes. Bei den seitlichen Rippen tritt die Teilung schon früher in der Nähe des Wirbels ein, so daß sich das Bild von schmalen Rippen ergibt.

Die Form der Muschel ist breit und etwas gewölbt. Während die Schale ziemlich dünn ist, wird das hintere Ohr der rechten Schale, das starken Byssusausschnitt zeigt, sehr dick.

Meistens sitzt die Schale mit ihrer Oberfläche im Gestein, so daß nur die Innenseite der Schalen zu sehen ist. Durch Auflösung der kalkigen Schale in Salzsäure ließen sich auch bei diesen Exemplaren gute Außenabdrücke herstellen.

Pecten laevis NILSS.

NILSSON: Petr. Suec., S. 24, Taf. 9, Fig. 17. — GEINITZ: Palaeont. XX, 1, S. 192, Taf. 43, Fig. 12 u. 13.

Meist sehr kleine glatte Exemplare aus Ostpreußen scheinen dieser Art anzugehören. Sie entsprechen wohl den Funden, die SCHRÖDER als *Pecten membranaceus* NILSS. bezeichnet.

Pecten laevis kommt schon im Turon vor. Hauptsächlich findet er sich aber im Senon, so in der Tuffkreide von Maastricht, auf Rügen und bei Lemberg.

Pecten cfr. *pulchellus* NILSS.

NILSSON: Petr. Suec., S. 22, Taf. 9, Fig. 12.

Wenige sehr kleine Exemplare eines Pecten erinnern durch die nachträgliche Teilung ihrer breiten Radialrippen an diese Spezies, die schon von NILSSON an verschiedenen Stellen im Senon von Schonen aufgefunden worden ist.

Pecten cfr. *striatopunctatus* RÖM.

ROEMER: Kreidegebirge, S. 50. — D'ORBIGNY: Pal. fr. d. ter. crét. III, S. 592, Taf. 432, Fig. 4—7.

Ein Kern und zwei gedrückte Außenabdrücke zeigen eine feine Oberflächenzeichnung, die mit den Figuren von D'ORBIGNY übereinstimmt.

ROEMER hat diese Art zuerst im Hilskonglomerat bei Schöppenstedt und im Hilston bei Bredenbeck gefunden.

Pecten cretaceus NYST.

Pecten corneus. — NILSSON: Petr. Suec., S. 23, Taf. 9, Fig. 16; Taf. 10, Fig. 11.
Pecten cretaceus NYST. — SCHLÜTER: N. Jahrb. Min., S. 951.

Sehr große Ähnlichkeit zeigt diese im Köpinge-Sandstein Schonens und in der Zone des *Ammonites Coesfeldiensis* in Westfalen bekannte Art mit *Pecten orbicularis* SOW. (D'ORBIGNY: Pal. fr. d. ter. crét. III, Taf. 433, Fig. 14—16; WOLLEMANN: Lüneburger Kreide, Taf. 4, Fig. 4 u. 5). Die letztere Spezies

gehört in Lüneburg der Zone der *Ammon. rotomagensis*, in Frankreich dem Turon an.

Der senone *Pecten cretaceus* ist im allgemeinen größer als *P. orbicularis*. Ich habe Stücke von 65 mm Höhe und 60 mm Länge gemessen. Entsprechend der Figur von NILSSON, Taf. 10, Fig. 11, läßt die Innenseite der Schale sehr gut den eigenartigen Innenbau mit seitlichen Wulsten erkennen, während die Außenseite vollständig gleichmäßig gewölbt erscheint. Innenabdrücke, deren Schale noch teilweise erhalten war, ergaben dasselbe Bild.

Die Zahl der starken konzentrischen Streifen ist bei *Pecten cretaceus* größer als bei *orbicularis*, außerdem erscheint die ganze Form breiter.

In den preußischen Geschieben kommt die Art ziemlich häufig mit *Belemnitella mucronata* zusammen vor.

Pecten Baueri SCHRÖDER.

SCHRÖDER: Diese Zeitschr. **34**, S. 269, Taf. 15, Fig. 1.

Die von SCHRÖDER aufgestellte Art, die dieser ebenfalls in den preußischen Geschieben fand, konnte ich häufig beobachten.

Besonders die größten, etwa 50 mm hohen Exemplare stimmen gut mit seiner Beschreibung überein. Der äußerlich fast glatt erscheinende Pecten mußte, um die dreifache Zeichnung festzustellen, genau mit der Lupe bei gutem, seitlich auffallenden Lichte untersucht werden. Die konzentrische und radiale Streifung ist meist leicht zu erkennen, viel schwerer die feinen, senkrecht zu dem konzentrischen Anwachsstreifen stehenden gebogenen Linien.

Kleinere Stücke von 25—30 mm Höhe zeigen einige Verschiedenheit. Besonders bei den rechten Klappen treten die Radialstreifen viel stärker hervor, so daß der äußerlich glatte Habitus verschwindet. Genauere Lupenuntersuchung ergibt aber auch hier dieselbe dreifache Zeichnung.

Pecten Baueri ist nach SCHRÖDER charakteristisch für das Ostbalticum mit *Belemnitella mucronata*. Ich fand nur unvollkommene, schwer bestimmbare Belemnitenreste.

Pecten cretosus DFR.

D'ORBIGNY: Pal. fr. d. ter. crét. III, S. 617, Taf. 440.

Die feinere Oberflächenbeschaffenheit dieses Pecten konnte nur an einzelnen, sehr gut erhaltenen Schalenabdrücken studiert

werden. Einige an der Außenfläche festsitzende Schalen wurden durch Salzsäure gelöst und ergaben so dieselben Abdrücke. Die Innenseiten und Innenabdrücke zeigten deutliche radiale Streifung entsprechend den Hauptrippen der Außenseite.

Die Stücke sind bis 55 mm hoch, haben spitzen Schloßkantenwinkel, so daß die Form ziemlich schlank erscheint. Die Abwechselung von stärkeren und schwächeren Rippen ist, wie schon SCHRÖDER bemerkt, nicht immer ganz regelmäßig. Ihre Zahl ist größer als bei D'ORBIGNY.

Die gekörnte Struktur der Radialrippen kommt in den Abdrücken sehr gut zum Ausdruck. Dagegen ist meine Form nicht identisch mit den Abbildungen von GEINITZ und GOLDFUSS, wo die Rippen ein mehr schuppiges Aussehen haben. (Palaeont. XX, 2, Taf. 10, Fig. 5 u. 6. — GOLDFUSS: Petr. Germ. II, Taf. 94, Fig. 2.)

Eine Varietät des *Pecten cretosus* zeichnet sich durch noch größere Zahl von breiteren Rippen aus. Die Form ist ziemlich breit, jedoch die Körnelung gut zu beobachten, so daß wir hier einen Übergang zu *Pecten undulatus* NILSS. vor uns haben.

Einige ostpreußische Geschiebe zeigten den Charakter der von SCHRÖDER als *Pecten cretosus* DFR. var. *nitida* SOW. beschriebenen Varietät. Die Radialrippen sind hier etwas weiter voneinander entfernt, und die Körnelung ist nur an einzelnen Stellen der Oberfläche zu sehen.

Pecten cretosus DFR. ist im Unter- und Obersenon bekannt. Von NILSSON ist er in Schonen gefunden, aber nicht von *Pecten undulatus* getrennt worden. Es entspricht wohl seiner Abbildung: Petref. Suec., Taf. 10, Fig. 10.

Pecten undulatus NILSS.

NILSSON: Petr. Suec., S. 21, Taf. 9, Fig. 10. — GOLDFUSS: Petr. Germ. II, S. 50, Taf. 91, Fig. 7. — SCHRÖDER: Diese Zeitschr. **34**, S. 266.

SCHRÖDER hat eine sehr genaue Beschreibung der von NILSSON aufgestellten Spezies gegeben. Eine gute Abbildung gibt GOLDFUSS.

Radial angeordnete vertiefte Linien lassen zwischen sich breite flache Rippen stehen. In der Nähe der Seitenränder ist zarte diagonale Streifung zu beobachten. Die Form ist breiter als *Pecten cretosus*. Mir standen nur zwei gute, aber unvollständige und ein schlechteres Stück zur Verfügung. Die Strukturmerkmale ließen sich hieran aber sehr gut beobachten.

Die Spezies ist im Köpingesandstein Schwedens und im westfälischen Grünsande bekannt. In den vorliegenden Geschieben gehört sie der Zone der *Belemnitella mucronata* an.

Vola quinquecostata Sow.

Nilsson: Petr. Suec., S. 19, Taf. 10, Fig. 7; Taf. 9, Fig. 8. — Geinitz: Palaeont. XX, 2. S. 38, Taf. 10, Fig. 17 u. 18.

Von dieser Art, die zwischen den stärker hervortretenden Hauptrippen vier kleinere Zwischenrippen aufweist, sind Stücke von 15—40 mm Höhe vorhanden.

Vola quinquecosta ist vom Cenoman bis zum Senon verbreitet; sie findet sich in den Trümmer- und Sandkalken Schwedens und kommt in den preußischen Geschieben in der Mucronatenzone vor.

Vola quadricostata Sow.

Goldfuss: Petref. Germ. II, S. 54, Taf. 92. Fig. 7. — Geinitz: Palaeont. XX, 2, S. 37, Taf. 10, Fig. 14.

Von der vorhergehenden Spezies unterscheidet sich *quadricostata* durch das Vorhandensein von nur 3 Zwischenrippen zwischen je zwei Hauptrippen. Die gefundenen Exemplare sind 20—30 mm hoch. Auch diese *Vola* kommt vom Cenoman bis zum Senon vor.

Spondylidae Gray.

Spondylus spinosus Desh.

Goldfuss: Petref. Germ. II, S. 95, Taf. 105, Fig. 5. — d'Orbigny: Pal. fr. d. ter. crét. III, Taf. 461, Fig. 1—4. — Geinitz: Palaeont. II, 2, S. 31, Taf. 9, Fig. 1—3.

Ein gut erhaltenes Stück dieser Art scheint dem Turon anzugehören. Da kein Gestein anhaftet, läßt sich nichts Genaueres über das Alter dieses Fundstückes sagen.

Spondylus spinosus gilt als gutes Leitfossil für den Plänerkalk von Strehlen. Ebenso kommt er in Böhmen, der Provinz Sachsen und Oberschlesien in gleichaltrigen Schichten vor.

Spondylus latus Sow.

Spondylus lineatus. — Goldfuss: Petref. Germ. II, S. 97, Taf. 106, Fig. 3. — Geinitz: Palaeont. XX, 1, S. 187, Taf. 42, Fig. 4—6; 2, Taf. 8, Fig. 18—21.

Dieser *Spondylus* kommt ziemlich häufig in den senonen Kreidegeschieben von Ost- und Westpreußen vor. Er gehört

hier nach SCHRÖDER der Mucronatenzone an. Die Spezies ist leicht zu erkennen an der verhältnismäßig geringen Größe (bis 35 mm hoch) und an der häufigen starken Deformation infolge von Anwachsung. Sie besitzt viele und nicht sehr starke Radialrippen.

Ihr hauptsächlichstes Vorkommen ist im Cenoman und Turon von Sachsen und Böhmen, ebenso in der weißen Kreide von Lewes und Kent in England beobachtet worden.

Spondylus Dutempleanus D'ORB.

D'ORBIGNY: Pal. fr. d. ter. crét. III, S. 672. Taf. 460, Fig. 1—5.

Spondylus Dutempleanus ist meist etwas größer als *Spondylus latus* (40—45 mm hoch). Die mit Stacheln besetzten Rippen sind etwas verstärkt. Durch Anwachsung entstehen auch hier konzentrische Wülste. Er ist bekannt in den obersten senonen Schichten Frankreichs.

Spondylus sp.

Ein Steinkern und eine teilweise erhaltene Schale gehören der Gattung *Spondylus* an. Die Stücke besitzen Spuren von Stacheln, eine Höhe von 40 mm und stehen den *Dutempleanus* nahe.

Einige kleinere Steinkerne und Abdrücke lassen sich nicht genauer bestimmen.

Ostreidae LAM.

Ostrea hippopodium NILSS.

Ostrea biauriculata LAM. — D'ORBIGNY: Pal. fr. d. ter. crét., S. 719, Taf. 476.
Ostrea hippopodium GEIN. — Palaeont. XX, 1, S. 177, Taf. 39, Fig. 12; S. 27, Taf. 40, Fig. 1—3; XX, 2, Taf. 8, Fig. 5—7.

Wie unten auseinandergesetzt werden wird, ist es oft nicht leicht, *Ostrea hippopodium* von der sehr häufigen *Gryphaea vesicularis* zu scheiden, da viele Übergänge zwischen beiden Arten vorhanden sind. Immerhin konnte ich eine größere Anzahl von Stücken, die ganz flache Formen zeigten, als *Ostrea hippopodium* bestimmen.

Die Exemplare sind meist klein. Nur einzelne erreichten eine Höhe bis 70 mm.

Ostrea hippopodium findet sich vom Cenoman bis zum Senon. In Schonen kommt sie im oberen Senon vor.

Alectryonia semiplana Sow. sp.

Ostrea sulcata Blum. — Goldfuss: Petr. Germ. II, Taf. 76, Fig. 2. — Geinitz: Palaeont. XX, 2, S. 29, Taf. 8, Fig. 8—11 u. 13. — Coquand: Mon. Ostrea, Taf. 38, Fig. 10—12; Taf. 28, Fig. 1—15.

Zu dieser Art sind zu rechnen: *Ostrea flabelliformis* Nilss. (Petref. Suec., S. 31, Taf. 6, Fig. 4), *Ostrea sulcata* Blum., *Ostrea macroptera* und *Ostrea semiplana* Sow.

Bei den meisten Stücken bildet der platte dicke Längswulst ein ziemlich auffallendes Merkmal, das jedoch nicht immer vorhanden ist. Diese Spezies scheint somit eine erhebliche Variationsbreite zu haben.

Nach Leonhard: Fauna der Kreideform. Oberschlesiens, S. 51, ist die Spezies vom Cenoman bis Senon verbreitet. Sie kommt in der oberen Kreide von Schonen und Rügen vor.

Alectryonia diluviana Lin. sp.

Goldfuss: Petref. Germ. II, S. 11, Taf. 75, Fig. 4. — d'Orbigny: Pal. fr. d. ter. crét. III, S. 728, Taf. 480. — Geinitz: Palaeont. XX, 1, S. 176, Taf. 39, Fig. 1–5.

Zwei große und ein Jugendexemplar dieser auch in der oberen Kreide von Schonen vorkommenden Art wurden bestimmt. Diese Auster findet sich vom Cenoman bis Senon.

Alectryonia cfr. *frons* Park. sp.

d'Orbigny: Pal. fr. d. ter. crét. III, S. 733, Taf. 483. — Geinitz: Palaeont. XX, 2, S. 30, Taf. 8, Fig. 12.

Zwei kleine und ein größerer Innenabdruck von 40 mm Höhe scheinen dieser Art anzugehören. Die Auszackung des Randes charakterisiert die Formen als *Alectryonia.* Die geringe Anzahl der Zacken und die sehr schlanke gebogene Form deuten auf *Alectryonia frons* hin. Jedoch ist es nicht ganz ausgeschlossen, daß es sich vielleicht um Jugendexemplare der *Alectryonia diluviana* handelt.

Alectryonia frons ist charakteristisch für senone Schichten von England, Frankreich und Maastricht. Ebenso kommt sie im Senon von Schonen vor. Übergänge zu *Alectryonia diluviana* finden sich bereits im Grünsande von Essen.

Gryphaea vesicularis Lam.

Nilsson: Petref. Suec., S. 29, Taf. 7, Fig. 3—5: Taf. 8, Fig. 5—6. — d'Orbigny: Pal. fr. d. ter. crét. III, S. 742, Taf. 487. — Coquand: Mon. *Ostrea*, Taf. 13, Fig. 2—10. — Wollemann: Lüneburger Kreide, S. 52.

Mehrere hundert Exemplare meist nur linke Klappen dieser im Senon so häufigen Auster lagen mir zur Bestimmung vor. Aber auch Steinkerne und die kleineren (rechten) Oberklappen waren vorhanden. Letztere zeigten manchmal die so charakteristischen radialen Furchen.

Es herrscht eine ungeheure Mannigfaltigkeit der Formen. Der dünnschalige Typus, nach Schröder dem Untersenon mit *Inoceramus cardissoides* und *Inoceramus lobatus* angehörend, ist meist ziemlich klein. Jedoch kommen auch Stücke vor, die bis 70 mm hoch sind. Die Bandgrube ist bei diesen Formen meist wenig entwickelt im Gegensatz zu den dickschaligen Stücken. Naturgemäß haben sich die besonderen Merkmale besser erhalten als bei dem dickschaligen Typus. So lassen sich die von der Ligamentgrube nach beiden Seiten ausgehenden Reihen von Runzeln, die fast an eine Zähnelung erinnern, gut beobachten. Es kommen breite (lange) und schmale, runde und ovale, birnenförmige und geflügelte Stücke vor, die bald mehr und bald weniger gewölbt sind. Die Krümmung des Wirbels ist bald stärker und bald geringer ausgeprägt. Die flachen und wenig gewölbten Exemplare nähern sich in ihrem Aussehen der *Ostrea hippopodium*.

Dem oberen Senon gehört der dickschalige Typus an, der im allgemeinen größere Formen zeigt, deren Erhaltungszustand aber meistens zu wünschen übrig läßt. Nur die gestreifte Ligamentgrube ist meist sehr gut entwickelt und wird bis 30 mm hoch. Auch hier lassen sich all die oben angegebenen Formen unterscheiden.

An eine Abtrennung von Varietäten konnte nicht gedacht werden, da zwischen allen Formen reichliche Übergänge vorhanden waren.

Große Bruchstücke von Feuersteinverkieselungen sind wohl ebenfalls der *Gryphaea vesicularis* zuzuzählen.

Exogyra subconica n. sp.

Von dieser Muschel sind nur Unterschalen vorhanden. Beim Vergleich mit den cenomanen Stücken von *Exogyra conica* Sow. der Berliner Universitätssammlung aus der russischen und deutschen Kreide, in der sich sehr gut erhaltene

Stücke finden, kam ich zu der Überzeugung, daß ein wesentlicher Unterschied von dieser Art vorliegt. (GOLDFUSS: Petr. Germ. II, *E. subcarinata*, Taf. 67, Fig. 4. — GEINITZ: Palaeont. XX, 2, Taf. 8, Fig. 14. — D'ORBIGNY: III, Taf. 479, Fig. 1—3.)

Meine Form unterscheidet sich von *Exogyra conica* durch größere Länge und das Fehlen eines scharfen Kiels, so daß sie bei geringerer Wölbung mehr rund erscheint.



Fig. 1.
Exogyra subconica n. sp. Rechte Unterklappe. Natürl. Größe.

Eine größere Ähnlichkeit besteht noch mit einer Abbildung, die GOLDFUSS als *Exogyra inflata* GOLDF. bezeichnet, und die er in Beziehung zu *Exogyra auricularis* WAHL. setzt. (Petr. Germ. II, Taf. 114, Fig. 8.) Diese nach der vorderen Seite der rechten Klappe stark verlängerte Muschel kommt im Senon von Maastricht vor.

Exogyra subconica ist jedoch am oberen Rande runder als diese Spezies, da der Wirbel weiter nach vorn liegt.

Es scheint, als ob die von SCHRÖDER als *Exogyra conica* SOW. bezeichneten Geschiebe mit der hier beschriebenen Art identisch sind.

Exogyra sp.

Einige Exogyren sind durch gegenseitiges Aufeinanderwachsen so deformiert, daß eine genauere Artbestimmung nicht möglich ist.

Exogyra lateralis NILSS.

GEINITZ: Palaeont. XX, 1, S. 179, Taf. 41, Fig. 28—35; XX, 2, Taf. 8, Fig. 15—17.

In der ostpreußischen Sammlung findet sich eine Anzahl von kleinen linken Klappen sowie von Innenabdrücken, die mit den Abbildungen von GEINITZ übereinstimmen.

Exogyra lateralis kommt vom Gault bis Senon vor. Sie ist im Köpingesandstein Schwedens bekannt.

Exogyra haliotoidea Sow.

Goldfuss: Petr. Germ. II, S. 38, Taf. 88, Fig. 1. — Geinitz: Palaeont. XX, 1, S. 184, Taf. 41, Fig. 1—13. — Schröder: Diese Zeitschr. **34**, S. 260, Taf. 15, Fig. 5.

Auch diese Auster habe ich nur in den ostpreußischen Geschieben bestimmt. Sie wird charakterisiert durch den geringen Umfang und die starke seitliche Verschiebung des Wirbels der Oberklappen. Die Stücke sind bis 45 mm hoch. Schröder glaubt, daß seine Funde senonen Ursprungs sind, obgleich diese *Exogyra* sonst als cenoman angesehen wird.

Exogyra auricularis Wahlenb.

Chama haliotoidea. — Nilsson: Petr. Suec., S. 28, Taf. 8, Fig. 3.
Exogyra auricularis. — Goldfuss: Petr. Germ. II, S. 39, Taf. 88, Fig. 2.
Exogyra planospirites. — Goldfuss: Petr. Germ. II, Taf. 88, Fig. 3.
Schröder: Diese Zeitschr. **34**, S. 261, Taf. 15, Fig. 4.

Der Unterschied dieser Art von der vorhergehenden beruht auf dem bedeutend größeren Umfange des Wirbels der Oberklappe. Die Unterklappe ist meistens in der Nähe des Wirbels durch Anwachsung deformiert.

Exogyra auricularis kommt häufig in der schwedischen Trümmerkreide vor. Sie findet sich auch im Kreidetuff von Maastricht und im russischen Kreidemergel.

Exogyra Stremmei n. sp. Taf. X, Fig. 1a u. b.

Eine Anzahl von sehr gut erhaltenen Stücken liegt vor. Im Gegensatz zu den sonst gefundenen Exogyren sind fast immer Ober- und Unterklappe ohne irgendwelche Deformation vorhanden, so daß die ganze äußere Form gut beobachtet werden kann. Leider war es infolge der Härte des anhaftenden glaukonitischen Gesteins nicht möglich, die Klappen zu trennen und ihre Innenseiten herauszupräparieren.

Exogyra Stremmei wird 70—80 mm hoch und 60 mm lang. Die Unterschale ist nur schwach gewölbt. Ein Kiel tritt nur sehr wenig oder gar nicht hervor, so daß der Rücken rund und die ganze Form flach erscheint. Im Gegensatz zu der oben beschriebenen *Exogyra haliotoidea* liegt der Wirbel nahe der Mitte. Er tritt nur wenig hervor und zeigt nur eine kleine, größtenteils eingewachsene Spirale.

Die Oberschale, die ganz flach oder sogar etwas nach innen gewölbt ist, erinnert mit ihrer kleinen Spirale an *Exogyra haliotoidea.*

In den Geschieben gehört *E. Stremmei* dem Untersenon an.

Mytilidae Lam.

Mytilus sp.

d'Orbigny: Pal. fr. d. ter. crét. III, S. 269, Taf. 338.

An den neocomen *Mytilus simplex* d'Orb. erinnert ein einzelner *Mytilus* mit sehr engen, stark hervortretenden Anwachsstreifen.

Nuculidae Gray.

Nucula cfr. *producta* Nilss.

Nilsson: Petr. Suec., S. 16, Taf. 10, Fig. 5. — Geinitz: Charakt., S. 77, Taf. 20, Fig. 26.

Mehrere Steinkerne von 10 mm Höhe und 20 mm Länge haben größere Ähnlichkeit mit den Abbildungen von Nilsson und Geinitz, zeigen allerdings geringere Höhe als diese. Der Wirbel der Steinkerne ist etwas mehr gerundet als der mehr spitze Wirbel bei Geinitz. Konzentrische Streifung ist bei einem gut erhaltenen Stück zu erkennen.

Die in der Kreide Polens und Böhmens vorkommende Spezies findet sich auf Schonen im Sandkalk bei Kåseberga. Als Geschiebe kommt sie mit *Belemnitella mucronata* vor.

Arcidae Lam.

Arca Geinitzi Reuss.

Reuss: Böhm. Kreidegebirge II, S. 11, Taf. 34, Fig. 31. — Geinitz: Palaeont. XX, 2, S. 55, Taf. 16, Fig. 7.

Charakterisiert werden die beiden gefundenen Steinkerne durch Radien und Zwischenradien, die durch Anwachsstreifen granuliert erscheinen.

Vorkommen im Plänerkalk von Strehlen und im oberen Plänermergel Böhmens.

Astartidae Gray.

Cardita tenuicosta Sow.

d'Orbigny: Pal. fr. d. ter. crét. III, S. 87, Taf. 268, Fig. 1—5. — Geinitz: Palaeont. XX, 2, S. 60, Taf. 17, Fig. 11—13.

Eine gut erhaltene linke Klappe mit Belemnitenresten und ein Abdruck der rechten Klappe schließen sich den Abbildungen von d'Orbigny und Geinitz an. Jedoch sind die Radialrippen etwas schmaler, so daß sich die Form der von Müller (Untersenon von Braunschweig, S. 55, Taf. 7, Fig. 10 bis 12) beschriebenen *Venericardia santoniensis* Mül. nähert. Besonders seine Fig. 12 zeigt große Ähnlichkeit mit der linken Klappe. Es fehlt nur die Depression hinter der vom Wirbel nach rückwärts gehenden Kante.

Cardita tenuicosta findet sich vom Gault bis zum Untersenon. Ebenso gehört *Venericardia santoniensis* dem Untersenon an.

Astarte cfr. *similis* Münst.

Goldfuss: Petr. Germ. III, S. 193, Taf. 134, Fig. 22.

Mehrere Abdrücke dieser kleinen Art sind ziemlich schlecht erhalten.

Astarte similis kommt in der Kreide von Halden und in der holländischen Mucronatenkreide von Limburg vor. (Vogel: Holländische Kreide, S. 38.)

Lucinidae Desh.

Lucina sp.

Dieser Gattung scheinen drei schlecht erhaltene Steinkerne anzugehören.

Cardiidae Lam.

Cardium subalutaceum n. sp. Taf. X, Fig. 3a u. b.

Diese häufig verdrückte Art hat äußerlich die Form von *Cardium alutaceum* Goldfuss, ähnlich der Abbildung von Geinitz. (Palaent. XX, 2, Taf. 18, Fig. 7.)

Jedoch läßt sich bei einigen besser erhaltenen Steinkernen mit der Lupe sicher feststellen, daß die feinen Radialrippen selbst glatt sind und nur durch feine punktförmige Linien voneinander getrennt werden. Nur bei oberflächlicher Beobachtung erscheint die Oberfläche gekörnt.

Cardium subdeforme n. sp.

Äußerlich in ihrer Form *Cardium deforme* GEIN. (Palaeont. XX, 2, S. 64, Taf. 18, Fig. 8) gleichend, zeigt diese Spezies




Fig. 2.
Cardium subdeforme n. sp. Steinkern von zwei Teilen in natürl. Größe.

dieselbe Zeichnung wie *Cardium subalutaceum*, indem vom Wirbel aus Punktreihen radial ausgehen, die glatte Rippen frei lassen.

Veneridae GRAY.

Familie *Veneridae*.

Eine Anzahl nicht näher bestimmter Steinkerne von teilweise flacher, breiter oder schmaler, mehr gewölbter Form ist zu dieser Familie zu rechnen.

Venus cfr. *Goldfusii* GEIN.

Venus parva. — GOLDFUSS: Petref. Germ. II, S. 246, Taf. 151, Fig. 4. — GEINITZ: Palaeont. XX, 2, S. 67, Taf. 18, Fig. 16 u. 17.

Mehrere kleine Steinkerne einer *Venus*, die teilweise mehr oder weniger gewölbt sind, haben große Ähnlichkeit mit dieser hauptsächlich im Cenoman und Turon vorkommenden Art.

Cytherea plana SOW.

GOLDFUSS: Petref. Germ. II, S. 238, Taf. 418, Fig. 4. — D'ORBIGNY: Pal. fr. d. ter. crét. III, S. 447, Taf. 388, Fig. 1—3.

Drei große Steinkerne von *Cytherea plana* gehören dem Mucronatengeschiebe an. Wie schon SCHRÖDER erwähnt, zeigen sie keinen Unterschied von den cenomanen und turonen Formen.

Tellinidae Lam.

Tellina Goldfusii Roem.

Roemer: Kreidegebirge, S. 73, Taf. 9, Fig. 18.

Ein Steinkern zeigt die Form der Beschreibung und Abbildung von Roemer, der als Fundort den oberen Kreidemergel von Aachen angibt.

Brachiopoda.

Lingulidae.

Lingula sp.

Wollemann: Lüneburger Kreide, S. 37.

Zwei Exemplare einer kleinen, 4 mm hohen *Lingula* zeigen große Ähnlichkeit mit einem Stücke der Berliner Universitätssammlung aus dem Lüneburger Senon.

Rhynchonellidae Gray.

Rhynchonella plicatilis Sow.

Rhynchonella Cuvieri und *octoplicata* d'Orb. — d'Orbigny: Pal. fr. d. ter. crét., S. 39, 46, Taf. 497, Fig. 12—15; Taf. 499, Fig. 9—12. — Geinitz: Palaeont. XX, 2, S. 26, Taf. 7, Fig. 5—15.

Ein Stück, dessen Ventralschale etwas verdrückt, dessen Dorsalschale aber gut erhalten ist, wurde als *Rhynchonella plicatilis* bestimmt.

In Deutschland kommt die Spezies von der unteren Kreide bis zum Turon vor. In Frankreich ist neben turonem auch ein senones Vorkommen häufig.

Rhynchonella sp.

Ein Bruchstück hat Ähnlichkeit mit *Rhynchonella plicatilis*, hat aber eine geringere Anzahl von Radialrippen und zeigt ziemlich starke Wölbung.

Rhynchonella subplicata d'Orb.

d'Orbigny: Pal. fr. d. ter. crét. IV, S. 48, Fig. 13—17.

Zwei Steinkerne stimmen sehr gut mit dieser von d'Orbigny in den senonen Ablagerungen des Pariser Beckens gefundenen und als *Rhynchonella Dutempleana* abgebildeten Art überein.

Terebratulidae KING.

Terebratula carnea SOW.

DAVIDSON: Brit. cret. Brach., S. 67, Taf. 8, Fig. 1—5.

Sehr zahlreiche Steinkerne, teilweise auch gut erhaltene Schalen, finden sich in den Geschieben. Die Form ist nicht immer konstant. Einerseits kommen flache, andererseits auch aufgeblasene Stücke vor, die bis nach *Terebratula semiglobosa* variieren. Auch Variationen, durch Verlängerung der runden Formen, nach var. *elongata* sind nicht selten.

Terebratula carnea kommt sehr häufig im Obersenon vor. Auch in der schwedischen oberen Kreide wird sie vielfach gefunden.

Terebratula carnea SOW. var. *elongata* SOW.

DAVIDSON: Brit. Brach., S. 67, Taf. 8, Fig. 3.

Die am meisten verlängerten Stücke der *Terebratula carnea* habe ich als *elongata* bezeichnet. Sie haben etwa die Form der Abildung von DAVIDSON, Fig. 3.

Terebratula cfr. *semiglobosa* SOW.

DAVIDSON: Brit. cret. Brach., S. 66, Taf. 8, Fig. 6—18. — GEINITZ: Palaeont. XX, 2, S. 23, Taf. 7, Fig. 1—4.

Einige sehr stark aufgeblasene Stücke sind unter diesem Namen zusammengefaßt. Ob es sich wirklich um die turone *semiglobosa* oder nur um eine Varietät der *Ter. carnea* handelt, erscheint etwas zweifelhaft, zumal die Stücke nicht besonders erhalten sind, so daß eine Faltung des unteren Randes schwer festzustellen ist.

Terebratula cfr. *depressa* LAM.

DAVIDSON: Brit. cret. Brach., Taf. 9, Fig. 2—24.

Eine schlanke *Terebratula* mit großem Schnabelloch und rhombischem Umriß, 40 mm hoch, hat ebenso wie eine etwas breitere Form von 25 mm Höhe Ähnlichkeit mit den Abbildungen von DAVIDSON. Beide Bestimmungen sind unsicher.

Terebratula depressa ist nach TIESSEN (diese Zeitschr. 47, S. 453) vom Cenoman bis zum oberen Turon bekannt.

Terebratulina Giesei HAG.

SCHLOENBACH: Palaeont. XIII, S. 282, Taf. 38, Fig. 89.

Diese zierliche Form findet sich sehr häufig in teilweise sehr kleinen Exemplaren. Die größten gefundenen Stücke sind bis 8 mm hoch.

Vorkommen nur in der Zone der *Belemnitella mucronata*.

Terebratulina chrysalis SCHLOT.

SCHLOENBACH: Palaeont. XIII, S. 277, Taf. 38, Fig. 3–4.
Ter. Defrancii. — NILSSON: Petref. Suec. I, S. 55, Taf. 4, Fig. 5.

Mir liegen zwei Exemplare vor, die etwas größer als die oben beschriebenen Spezies sind und bedeutend mehr Radialrippen zeigen.

Die Art ist durch die ganze obere Kreide verbreitet. In Schweden findet sie sich im Trümmerkalk.

Coelenterata.

Zusammen mit *Cardium subaculeatum* fand ich den unbestimmbaren Steinkern einer Hexakoralle, deren Septa in 12 Büscheln zu je 4 angeordnet waren.

Porifera.

Craticularia sp.

Auf die Gattung *Craticularia* deutet ein seitlich verdrücktes Stück hin.

Die Heimat der Geschiebe.

Wir können wohl annehmen, daß cretacische Geschiebe nur dann in größerer Menge in die diluvialen Grundmoränen gekommen sein können, wenn an irgendeiner Stelle des vordiluvialen Untergrundes anstehende Kreide frei lag, die der zerstörenden Wirkung des Inlandeises direkt ausgesetzt war.

Dieses anstehende Gestein kann dann als Heimat der Geschiebe bezeichnet werden. Um den Beweis für den Zusammenhang von den gefundenen Geschieben mit einem Ursprungsort zu liefern, müssen gewisse Bedingungen erfüllt sein.

Zunächst ist die allgemeine Bewegungsrichtung des Eises zu berücksichtigen. Nur in dieser Richtung konnte die Ablagerung des zertrümmerten Gesteins erfolgen. Es können sich

dann Geschiebe sowohl in unmittelbarer Nähe des Anstehenden oder in geringerer oder größerer Entfernung davon, dem Weg des Gletschers folgend, vorfinden.

Ersterer Fall ist am einfachsten, sobald ein ganzes Kreidegebiet direkt vom Diluvium überlagert wird. Hier können wir es in den meisten Fällen für wahrscheinlich halten, daß die gefundenen Geschiebestücke der vordiluvialen Oberfläche entnommen sind.

Daß andererseits auch ein sehr weiter Transport stattfinden kann, zeigen zum Beispiel die schwedischen silurischen Geschiebe, die sich vielfach in der norddeutschen Tiefebene vorfinden.

Ein aufgefundenes Geschiebestück kann aber nur dann einem anstehenden Gestein entstammen, wenn es auch petrographisch und faunistisch mit diesem übereinstimmt. Diese beiden Gesichtspunkte sind daher noch neben dem oben Gesagten zu berücksichtigen.

Bei Betrachtung der preußischen Fundstücke fällt zunächst eine große Ähnlichkeit mit der Fauna der anstehenden Kreide Schonens auf, die so weit geht, daß sehr viele der angetroffenen Arten zuerst in Schweden erkannt und beschrieben worden sind.

Schon SCHRÖDER[1]) weist darauf hin, daß, wenn auch faunistische Übereinstimmung mit Schonen vorhanden ist, die petrographische doch sehr zu wünschen übrig läßt.

Die Schubrichtung des Eises wird für Preußen im allgemeinen als von Nordnordosten kommend angenommen. Aber selbst bei nur radial vom nördlichen Schweden ausgehender Bewegung bleibt Schonen, wie ein Blick auf die Karte lehrt, weit westlich liegen. Es kann also keinesfalls als Ursprungsland der Geschiebe von Preußen in Betracht kommen, das an anderer Stelle zu suchen ist.

Durch langjährige Arbeiten ist vor allem durch JENTZSCH[2]) und andere Forscher der Untergrund von Ost- und Westpreußen untersucht worden. Das Ergebnis ist kurz folgendes: Im nordöstlichen Teil Ostpreußens, mit Ausnahme des äußersten Zipfels bei Memel, wo Jura erbohrt ist[3])[4]), liegt das Diluvium direkt auf der oberen Kreide; im westlichen Ostpreußen und in Westpreußen besteht die Reihenfolge Kreide, Tertiär, Diluvium.

Mit der unterlagernden Kreide ist nach SCHRÖDER neben der Übereinstimmung der Fauna auch eine solche der Gesteine

---

[1]) Diese Zeitschr. **34**, 1882, S. 285.

[2]) JENTZSCH: Der vordiluviale Untergrund des nordostdeutschen Flachlandes. Jahrb. Kgl. Preuß Geol. Landesanst. XX, 1899, S. 266, Taf. 14.

[3]) JENTZSCH: Diese Zeitschr. **61**, 1909, Monatsber., S. 406.

[4]) TORNQUIST: Diese Zeitschr. **62**, 1910, Monatsber., S. 147.

vorhanden. Für Ostpreußen ist deshalb anzunehmen, daß die Geschiebe direkt aus dem Untergrunde stammen.

Für Westpreußen ist dies nicht wahrscheinlich. Gerade die Gebiete, aus denen die von mir bearbeiteten Stücke stammen, zeigen über der Kreide eine starke Entwicklung des Tertiärs. Hier ist also an eine direkte Einwirkung des Gletschers auf die freiliegende Kreide nicht zu denken. —

Bei Betrachtung der Karte von JENTZSCH drängt sich aber die Vermutung auf, daß das ostpreußische tertiärfreie Kreidegebiet in seinem Streichen nach Westen eine Fortsetzung in der Ostsee hat. Dieses Gebiet im Norden von Westpreußen, das jetzt von der Ostsee bedeckt ist, dürfte als Heimat der westpreußischen Geschiebe zu betrachten sein. Es liegt an einer Stelle, die von dem nach Süden vordringenden Eise passiert werden mußte, das die von dort entnommenen Gesteine dann weiter südlich ablagerte.

Wir kommen also zu dem Schluß, daß der Ursprungsort der preußischen Geschiebe wahrscheinlich zweierlei Art ist. Im Osten liefert der Untergrund selbst das Material dafür. Für die westlichen Gebiete müssen wir eine nördlich von Westpreußen liegende Zone annehmen, deren geologische Verhältnisse dem östlichen Ostpreußen entsprechen, d. h. direkte Überlagerung des Diluviums über oberer Kreide.

Als baltisches Kreidegebiet wird das Vorkommen der Kreide in Ost- und Westpreußen, Pommern und Mecklenburg, südlich fortgesetzt bis Lüneburg, angesehen. Ferner wird das Vorkommen der Kreide auf den dänischen Inseln und in Schonen hierzugerechnet. Es bestand also hier ein größeres zusammenhängendes Becken, wodurch auch die faunistische Übereinstimmung zwischen Preußen und Schonen ohne weiteres erklärt wird.

Aber auch zu dem sächsisch-böhmischen und Aachener Becken, zu der westfälischen und schlesischen Kreide bestehen viele Beziehungen, wie aus dem im paläontologischen Teil Gesagten hervorgeht. —

Durch die vorliegende Arbeit sollte ein kleiner Beitrag zur Kenntnis der senonen Fauna des baltischen Kreidegebiets geliefert werden.

An dieser Stelle möchte ich Herrn Geh. Rat BRANCA, dem Direktor des hiesigen paläontologischen Instituts, meinen Dank für die freundliche Überlassung des Materials zur Bearbeitung aussprechen.

Manuskript eingegangen am 11. Juni 1910]

19. Cruzianen aus dem Untersilur des Leipziger Kreises.

Von Herrn K. PIETZSCH in Leipzig.

(Hierzu Tafel XI—XIII und eine Textfigur.)

Etwa 20 km südöstlich von Leipzig erhebt sich zwischen den Orten Otterwisch und Hainichen aus den dort weit verbreiteten tertiären und diluvialen Bildungen das altpaläozoische Grundgebirge in einem schmalen, WSW—ONO verlaufenden Klippenzuge untersilurischer Gesteine fast bis an die Erdoberfläche[1]). Der anstehende Fels wird in dem flachen Rücken, der sich vom Südende von Otterwisch aus nach Hainichen zu erstreckt, sowie bei letzterem Orte selbst nur durch das Diluvium dem Auge verborgen, und zwar namentlich durch die als Kroßsteinsgrus bezeichnete Lokalfacies des Geschiebelehms[2]). Das Anstehende selbst ist in Otterwisch und in Hainichen durch mehrere Steinbrüche aufgeschlossen, die jetzt allerdings gänzlich auflässig und z. T. auch schon wieder zugeschüttet sind, in denen aber früher die „Grauwacke" sowohl als Baustein wie auch zum Beschottern der Wege gebrochen wurde. In einem solchen alten Steinbruche am Südende von Hainichen, rechts des Weges nach Stockheim, wurden in den letzten Jahren vom Verf. eine Anzahl Fossilien aufgefunden, die zu der vielumstrittenen Gattung *Cruziana* D'ORB. gehören, und die schon deshalb einiges Interesse beanspruchen, weil sie die ersten im Untersilur Deutschlands aufgefundenen echten Cruzianen sind.

Die ersten dieser Funde wurden zwar bereits im Frühjahr 1906 gemacht; da aber schon damals der Steinbruch zum größten Teil ausgefüllt war, und die Abböschung der letzten noch stehenden Wand, aus der die Cruzianen stammten, bald aus-

---

[1]) Vgl. die Erläuterungen zu Skt. Lausigk-Borna der Geol. Spez.-Karte v. Sachsen, 2. Aufl., S. 2 und die Erl. zu Skt. Naunhof-Otterwisch, S. 2.

[2]) SAUER: Kroßsteinsgrusfacies des Geschiebelehms von Otterwisch, Sitz.-Ber. d. naturf. Ges. z. Leipzig 1881, S. 12—16.

geführt werden sollte, so wurden Mitteilungen über die Funde zunächst verschoben, um vor der endgültigen Zerstörung der Fundstelle erst noch eine größere Anzahl von Cruzianen zu sammeln. Jedoch konnte trotz häufigeren und längeren Suchens nur eine sehr beschränkte Anzahl besserer Stücke zusammengebracht werden, die aber in ihrer Gesamtheit ein anschauliches Bild der Gattung *Cruziana* D'ORB. zu geben vermögen.

Ehe auf diese selbst eingegangen werden kann, muß mit wenigen Worten die Gesteinsbeschaffenheit und das geologische Alter der Hainichener Grauwacken gestreift werden. Die Hauptmasse des Gesteins ist eine sandsteinartige bis rein quarzitische Grauwacke, die, wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, fast ausschließlich von Quarzbröckchen gebildet wird, denen sich etwas häufiger nur Kieselschieferfragmente und silberweiß blitzende Glimmerschüppchen, seltener auch völlig zersetzte Feldspatteilchen zugesellen. Das Bindemittel ist entweder kieselig-toniger oder auch rein kieseliger Natur. Die Grauwacke ist fast durchweg fein- bis mittelkörnig, bisweilen auch schieferig ausgebildet; nur in wenigen Bänken wird sie etwas grobkörniger und nimmt dann konglomeratartigen Charakter an. Mit den meist nur bis Dezimeter mächtigen Grauwackebänken wechsellagert in dünnen Schichten ein sehr feinschliechiger, z.T. glimmerig glänzender Tonschiefer von fast weißer bis grünlichgrauer Färbung. Die Schichten des Hainichener Grauwackenkomplexes streichen N 70^0 O, also in erzgebirgischer Richtung, und fallen mit etwa 30^0 nach SSO ein. Oberflächlich haben sie jedoch beträchtliche Störungen erfahren, indem sie durch das darüber hinziehende diluviale Inlandeis aufgestaucht und teilweise völlig zerrüttet wurden. Dabei ist zwischen die aus ihrem Verbande losgelösten Bruchstücke der Schichten Geschiebelehmmaterial eingepreßt worden, so daß das anstehende Gestein nach oben zu in lokal ziemlich mächtigen Kroßsteinsgrus übergeht. Diese Erscheinung war bis vor kurzem an der südöstlichen Bruchwand des oben erwähnten Hainichener Steinbruches rechts des Weges nach Stockheim sehr gut zu beobachten. Aus den stark aufgelockerten Grauwackeschichten dieser Wand stammen die Cruzianen.

Was das geologische Alter der Hainichener Grauwacken anlangt, so müssen diese schon wegen ihres petrographischen Habitus in das Untersilur gestellt werden und sind etwa dem untersilurischen Hauptquarzit des Vogtlandes gleichaltrig zu erachten. Diese Altersbestimmung konnte bisher noch nicht durch Fossilfunde im anstehenden Gestein bestätigt werden. Dagegen lieferten die Hainichener Felder eine Anzahl dem

dortigen Untergrunde entstammender Grauwackenlesesteine mit Steinkernen und Abdrücken von Linguliden, die aber wegen ihres ungünstigen Erhaltungszustandes zu einer absolut sicheren Speziesbestimmung nicht geeignet erscheinen. Immerhin dürften einige von ihnen schon wegen ihrer einem abgerundeten, fast gleichseitigen Dreiecke ähnlichen Gestalt mit großer Wahrscheinlichkeit zu *Lingula Rouaulti* SALT. zu stellen sein, während andere, spitzere Formen einer zweiten Art angehören mögen. *Lingula Rouaulti* SALT. als eine Hauptleitform des armorikanischen Sandsteins würde für ein tief-untersilurisches Alter des Hainichen-Otterwischer Grauwackenzuges sprechen.

Diese Altersbestimmung hat offenbar durch die Auffindung der Cruzianen eine Stütze erfahren. Denn die von D'ORBIGNY[1]) mit dem Namen *Cruziana* bezeichneten Fossilien treten überall, wo sie bisher bekannt geworden sind, wie in Süd- und in Nordamerika, in Frankreich, auf der Pyrenäischen Halbinsel, auf Sardinien und auch in Schweden, stets in älteren paläozoischen Gesteinen auf, und zwar vorwiegend an der Basis des silurischen Systems. Überall in den genannten Ländern ist ihr Vorkommen auch an Sandsteine geknüpft, die mit Tonschiefern wechsellagern, und die im allgemeinen recht arm an Fossilien sind, oft eben nur Linguliden in einiger Reichlichkeit beherbergen.

Die Stellung der Cruzianen im paläontologischen System war in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts Gegenstand lebhafter Auseinandersetzungen. Während LEBESCONTE[2]), SAPORTA[3]), DELGADO[4]) und andere mit großer Beharrlichkeit die Zugehörigkeit dieser Fossilien zu den Algen verteidigten, suchte NATHORST[5]) durch Experimente den Nachweis zu er-

---

[1]) D'ORBIGNY: Voyage dans l'Amérique méridionale, Tome III, 4me partie, Paléontologie, 1842, S. 30.

[2]) LEBESCONTE: Les *Cruziana* et *Rysophycus* etc., angehängt an M. ROUAULT: Oeuvres posthumes, publiées par LEBESCONTE, Paris et Rennes 1883; ferner in Bull. Soc. géol. de France, 3me série, Bd. XIV, 1886, S. 811 und Bd. XVI 1889, S. 512.

[3]) MARQUIS DE SAPORTA: vor allem: Les Organismes problématiques des anciennes mers, Paris 1884, 100 S., 3 Tfl.

[4]) J. F. NERY DELGADO: Étude sur les Bilobites etc., Lisbonne 1886, mit 42 Tfl. — Estudo sopre os Bilobites, Supplemento, Lisboa 1888, 10 Tfl., portugiesisch u. französisch.

[5]) A. G. NATHORST: Om spår af några evertebrerade djur (Kongl. Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar, Bd. 18. Nr. 7, Stockholm 1881). — Nouvelles Observations sur des Traces d'Animaux etc. (Kongl. Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar, Bd. 21, Nr. 14, Stockholm 1886).

bringen, daß die Cruzianen ebenso wie eine Reihe anderer Problematica nichts anderes seien als die Ausgüsse von Kriechspuren niederer Meerestiere. Dank der überzeugenden Argumentation des schwedischen Forschers wird die mechanische Entstehungsweise der Cruzianen heutzutage wohl nicht mehr bestritten.

Ihrem allgemeinen Anblick nach zeigen sich auch die Hainichener Cruzianen als flache Halbreliefs auf der Schichtfläche des Grauwackensandsteins, indem sie dabei die Gestalt eines Tannenästchens z. T. recht gut nachahmen (vgl. Tfl. XI, Fig. 1 u. 2). Dieser ihrer reliefartigen Erscheinungsweise entspricht auch ihre tatsächliche Beschaffenheit, insofern als die Cruzianen eben nur eine Oberflächenerscheinung sind und keine allseitig ausgebildete, volle körperliche Gestalt besitzen; sie lassen sich daher auch nicht aus dem Gestein frei herauslösen, noch durchsetzen sie dieses. Organische Struktur ist in ihrem Inneren niemals zu beobachten, und auf ihrer Oberfläche fehlt jede Spur kohliger oder sonstiger organischer Substanz. Alle diese Erscheinungen, die von den Verteidigern der vegetabilischen Natur der Cruzianen nicht einwandfrei zu deuten sind, vermag die NATHORSTsche Hypothese ohne jede Schwierigkeit zu erklären.

Da nach NATHORST die Cruzianen nur Abgüsse, also Negative von Kriechspuren sind, so müssen sie sich naturgemäß auf der Unterseite der Schichten vorfinden; doch konnte diese Tatsache bei den Hainichener Exemplaren nicht durch direkte Beobachtung am anstehenden Gestein kontrolliert werden, weil die Belegstücke, wie erwähnt, alle aus den durch Eisdruck stark zerrütteten Schichten stammen. Zudem wurden die Stücke allermeist erst dann aufgefunden, wenn das Material aus der Bruchwand losgeschlagen und von dem fest anhaftenden Lehm befreit war.

Hervorzuheben ist, daß die Hainichener Cruzianen, ebenso wie die der fremdländischen Fundorte, ausnahmslos im Sandstein (Grauwacke), nie aber im Tonschiefer erhalten sind, und daß die Fährten nur im Abguß, also nur im Negativ vorliegen, während sich die positiven Kriechspuren, die doch durch Hohlformen dargestellt werden, niemals auffinden ließen. Dies läßt sich auf folgende Weise erklären. Die ursprünglichen Spuren sind in einem Schlammboden erzeugt worden, der dann mit feinem Sande gleichmäßig überdeckt wurde. Durch spätere Verfestigung entstand aus dem lockeren Schlamme Tonschiefer, und aus dem Meeressand wurde Grauwackensandstein. Da nun dieser stets stärker verfestigt ist und dann der Verwitterung und Zertrümmerung weit größeren Widerstand

entgegensetzt als der Tonschiefer, so ist die Erhaltung der Kriechspuren als Negative auf den Schichtflächen des Sandsteins der gewöhnliche Fall. Die positive Spur, die also im Tonschiefer zu suchen ist, fällt infolge seiner leichten Zerstörbarkeit der Vernichtung anheim, wie denn auch in dem Hainichener Kroßsteinsgrus der den Grauwackebänken zwischengelagerte Tonschiefer vollständig zerstückelt und zerquetscht worden ist. Jedoch gewahrt man bei manchen der vorliegenden Cruzianen-Handstücke an dem Sandstein oberflächlich noch Tonschiefermaterial fest anhaften (z. B. auf Tfl. XI, Fig. 1 als weiße Flecke zu erkennen); bei einigen Stücken ist dies sogar in dem Maße der Fall, daß dadurch die Cruziana sehr verundeutlicht wird (vgl. Tfl. XIII, Fig. 1).

Aus dem bemerkenswerten Umstand, daß die Cruzianen immer nur als Negative auf der Unterseite der Schicht, niemals aber als Positive auf der Schichtoberfläche, noch auch im Innern der Grauwackebank selbst angetroffen werden, scheint hervorzugehen, daß nur der Schlammboden, nicht aber der Sandgrund des untersilurischen Meeres erhaltungsfähige Kriechspuren aufzunehmen imstande war, und daß außerdem stets ein Wechsel im Sedimentationsmaterial zur Konservierung der Spuren nötig ist. Natürlich werden nur die kurz vor der Überschüttung mit Sand hervorgebrachten Spuren wirklich scharfe Negative liefern können.

Daß die Kriechspuren, durch deren Ausfüllung die Cruzianen entstanden sind, etwa auf dem von Wasser nicht bedeckten, trockenen Gestade entstanden sein können, bestreitet schon NATHORST[1]) in einer Controverse gegen LEBESCONTE und behauptet dabei, daß die Fährten um so besser konserviert würden, wenn sie im tiefen Wasser gebildet und von Sediment bedeckt werden. Doch dürfte es dabei wohl weniger auf die Tiefe des Wassers ankommen, als vor allem auf dessen Bewegungslosigkeit in der Nähe des Grundes. Denn das silurische Meer, in denen die Hainichener Gesteine sich ablagerten und auf dessen Boden die Kriechspuren hervorgebracht wurden, hat jedenfalls nur eine relativ geringe Tiefe besessen, wie schon aus der Art der Sedimente, sowie aus dem gelegentlichen Vorkommen von vortrefflich ausgebildeten Wellenfurchen[2]) in dem Grauwackensandstein hervorgeht.

---

[1]) A. G. NATHORST: Herrn LEBESCONTE's neueste Bemerkungen über *Cruziana*, Neues Jahrbuch f Min. 1888, I., S. 207.

[2]) Ein ausgezeichnetes Belegstück, auf dem die einzelnen Wellenkämme etwa 4 cm Abstand voneinander innehalten, ist v. Verf. in der Sammlung der Kgl. Sächs. Geol. L.-A. hinterlegt worden.

Die von Hainichen vorliegenden Cruzianen, von denen eine Anzahl auf den beigegebenen Tafeln abgebildet ist, stimmen in allen ihren Einzelheiten mit den aus anderen Ländern beschriebenen aufs beste überein. Sie bestehen aus zwei einander parallelen, flachen Wülsten oder Halbzylindern, die durch eine mehr oder minder tief und deutlich ausgebildete Symmetrie-Furche voneinander getrennt und mit schräg verlaufenden Rippen oder Kämmen dicht besetzt sind. Die Breite der einzelnen Exemplare wechselt zwischen 2 und 5 cm. Die beiden Wülste sind meist gleich stark gewölbt, nur selten ist eine Wulst etwas höher als die andere. Die Rippen auf den Wülsten nehmen ihren Anfang an der Medianfurche und verlaufen von da aus schräg nach außen. Sie sind entweder fast geradlinig (Taf. XII, Fig. 1) oder schwach gebogen, halten aber dabei nicht bei allen Exemplaren, ja nicht einmal immer auf den beiden Wülsten desselben Exemplars den gleichen Winkel zur Mittellinie inne. Bei einigen Stücken scheinen sich ferner auf derselben Wulst mehrere Systeme von Rippen, die unter verschiedenen Winkeln verlaufen, zu durchdringen (vgl. z. B. Taf. XI, Fig. 1). Längs der beiden Seiten besitzen die Cruzianen nur bei einigen der vorliegenden Exemplare deutliche Abgrenzung, indem dann beiderseits längs der ganzen Form eine scharf markierte, schmale Leiste verläuft (vgl. Taf. XIII, Fig. 1 u. 2). Auf Taf. XII, Fig. 2 liegt in dem linken oberen Exemplar eine Cruziana vor, deren beide flache Wülste voneinander vollständig getrennt sind, wo also das Fossil aus zwei selbständigen, voneinander völlig losgelösten, parallelen Teilstücken zu bestehen scheint.

Alle diese verschiedenen Erscheinungsformen der Cruzianen sind unter der Voraussetzung ihrer mechanischen Entstehungsweise leicht zu erklären. In der ursprünglichen Kriechspur entsprechen den Wülsten natürlich Hohlformen und den Rippen auf jenen die Eindrücke, die von den Füßen des die Spur erzeugenden Tieres herrühren. Dieses letztere selbst ist Nathorst[1]) geneigt, zu den Crustaceen zu stellen, vielleicht gehört es nach ihm auch in die Nähe von *Limulus*, doch ist es bis jetzt fossil noch nicht bekannt geworden. Jedenfalls muß aber nach Nathorsts Untersuchungen ein Querschnitt durch den unteren Teil dieses Tieres ungefähr eine Form besessen haben, wie sie durch die stark ausgezogene Linie in der Textfigur[2]) dargestellt wird. Die Füße sollen sehr nahe an der Mittellinie des Kör-

[1]) A. G. Nathorst: Nouvelles Observations etc., S. 32.
[2]) Zusammengestellt nach Nathorst: Nouv. Obs., S. 19, 27 u. 28.

pers angeheftet gewesen sein. Ferner wird vermutet, daß der Rücken des Tieres, vielleicht auch sein Kopf, einen Schild getragen habe, dessen seitliche Ränder in der Textskizze noch angedeutet sind. Das Cruziana-Tier lebte im allgemeinen wahrscheinlich schwimmend im Wasser; bisweilen tauchte es aber auf den Meeresgrund unter, vielleicht um dort Nahrung zu suchen, und konnte sich dann auch kriechend fortbewegen. Jenachdem nun das Tier, gleichsam noch halb schwimmend, nur mit den untersten Enden seiner Füße den Boden erreichte oder aber mit seinem vollen Gewichte auf den Boden drückend vorwärts kroch, mußten verschieden gestaltete Spuren entstehen. Man veranschauliche sich dies mit Hilfe der Textfigur. Würde das Tier nur eben mit den Füßen den Boden berühren, also etwa bis zur Linie a....a in den Schlamm eintauchen, so müssen dadurch Kriechspuren

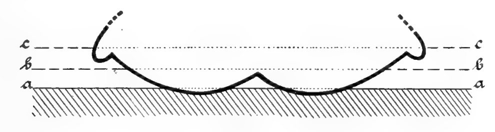


Fig. 1.

zustande kommen, die aus zwei einander parallelen, aber voneinander getrennten Teilen bestehen. Den Abdruck einer derartigen Spur bildet die auf Taf. XII Fig. 2 dargestellte *Cruziana*, und zwar das linke obere Exemplar. Bei NATHORST entsprechen ihm z. B. die obere Spur in Fig. 8 auf Tfl. 3 in den Nouvelles Observations und bei SAPORTA (Organismes problématiques des anciennes mers), z. B. die Fig. 1 u. 2 auf Pl. XI. Wenn in einem anderen Falle das *Cruziana*-Tier beim Kriechen auf dem Meeresboden bis zur Linie b.....b in den Schlammgrund einsank, so wurde dadurch eine Spur hervorgebracht, deren Abguß den am häufigsten beobachteten Cruzianen (vgl. z. B. Taf. XI Fig. 1 und Taf. XII Fig. 1 entspricht. Wenn schließlich das Tier noch tiefer, also etwa bis zur Linie c.....c in den schlammigen Meeresgrund einsank oder sich in ihn einwühlte, so berührten dann auch die Seitenränder des von NATHORST vermuteten Rückenpanzers den Boden und schleiften beim Vorwärtskriechen des Tieres am Grunde. Infolgedessen mußte die eigentliche Kriechspur beiderseits durch zwei schmale Furchen begleitet werden, die dann im Abdruck die beiden seitlichen Leisten lieferten, wie sie Fig. 1 und 2 auf Taf. XIII zeigen. Zu diesem Falle vergleiche man bei NATHORST (Nouvelles Observations, S. 27/28) besonders die Abbildung 5 auf Tfl. 2 und die Fig. 10 auf Tfl. 4.

Durch die NATHORSTsche Annahme, daß das *Cruziana*-Tier einen Rückenschild besessen habe, wird allerdings die seitliche Furche der Spuren gut erklärt. Da man jedoch mit den Cruzianen zusammen noch niemals die Reste eines Tieres gefunden hat, auf welches die Spuren mit Sicherheit zu beziehen wären, so ist es nicht ausgeschlossen, ja erscheint sogar sehr wahrscheinlich, daß das *Cruziana*-Tier überhaupt keine erhaltungsfähigen Hartteile besessen hat; denn die seitlichen Furchen werden auch durch das Schleppen einer Hautfalte oder eines fleischigen Anhängsels erklärt.

Die Fortbewegungsrichtung des Tieres ergibt sich aus den vorliegenden Abdrücken der Kriechspuren, indem man auf den beiden Wülsten je eine der Rippen bis zur Mittellinie verlängert, so daß sie mit dieser einen Pfeil bilden (↑). Dessen Richtung zeigt dann die Bewegungsrichtung des Tieres an, unter der Voraussetzung, daß bei der Lokomotion die Füße schräg nach hinten stehend vom Boden abgestoßen wurden, und daß durch dieses Abstoßen die im Abdruck als Rippen erscheinenden Eindrücke hervorgebracht wurden. Die bei den einzelnen Exemplaren verschieden große Neigung der Rippen gegen die Medianlinie ist darauf zurückzuführen, daß das Tier bald langsam, bald schneller vorwärts kroch.

Auf den Hainichener Cruzianen sind die viel umstrittenen „Narben", die von den meisten Verteidigern der vegetabilischen Natur der Cruzianen als Anhängsel des Pflanzenstengels erklärt wurden, nur selten anzutreffen. Sehr schön zeigt Fig.1 auf Taf.XII eine solche Narbe. Nach NATHORST ist die Entstehung dieser Gebilde darauf zurückzuführen, daß das Tier über ein einzelnes größeres Sandkörnchen gekrochen ist und dieses dabei in den Boden eingedrückt oder auch ein wenig mit fortgeschleift hat. Dadurch entstand eine kleine Furche, deren Abdruck dann die „Narbe" lieferte.

Die meisten der vorliegenden Cruzianen stellen nur relativ kurze Bruchteile einer längeren Kriechspur dar. In dem auf Taf.XI Fig.2 wiedergegebenen Stücke dagegen handelt es sich um den Abdruck einer vollständigen, wenn auch ziemlich kurzen, Spur. In voller Übereinstimmung mit der NATHORSTschen Theorie ist diese nicht an beiden Enden scharf abgeschnitten, sondern verläuft ohne genau markiertes Ende, indem die Spur flacher und undeutlicher wird. Wäre die vorliegende Cruziana jedoch das Bruchstück eines Pflanzenstengels, so wäre mindestens an dem einen Ende entsprechend der Abbruchstelle des Stengels ein schärferes Abschneiden zu erwarten. Ein Längsschnitt durch die auf Taf. XI Fig. 2 dargestellte *Cruziana* entspricht

völlig der Abbildung 8 auf S. 18 in NATHORSTS Schrift „Nouvelles Observations etc.“, und das Entstehen der vorliegenden Spur ist nach der dort entwickelten Theorie dadurch zu erklären, daß ein Tier aus dem Zustand des freien Schwimmens heraus sich zu Boden senkte, in diesem eine Spur verursachte und sich dann allmählich wieder zum Schwimmen erhob. Demgemäß ist der Anfang der Cruziana (im Bilde rechts) schärfer markiert als ihr Ende (im Bilde links).

Was die Speziesbestimmung der Hainichener Cruzianen anlangt, so kann Verf. zunächst nicht der bisher beliebten weitgehenden Spezieseinteilung dieses Geschlechtes zustimmen, wie sie von SAPORTA, DELGADO u. a. herrührt. Denn nach dem oben Gesagten, lassen sich die meisten Verschiedenheiten in der Gestalt der Spuren durch allerlei Zufälligkeiten erklären, wie sie die Fortbewegungsgeschwindigkeit des Tieres, dessen Größe und Alter und anderes mehr mit sich bringen. Außerdem darf man auch die Natur des Bodens selbst nicht außer acht lassen, da dieser nicht überall völlig gleiche Beschaffenheit besitzt und dadurch auf die Gestalt und Schärfe der Kriechspur außerordentlich großen Einfluß ausübt, wie es schon die Beobachtungen von HUGHES[1]) und namentlich die Experimente NATHORSTS[2]) beweisen. Schließlich muß man auch noch in Betracht ziehen, daß Kriechspuren sehr leicht vielerlei Deformationen ausgesetzt sind, sowohl in dem noch nicht erhärteten Schlamm wie auch infolge des Gebirgsdruckes in dem verfestigten Gestein.

Die Anhänger der Algennatur der Cruzianen konnten einen großen Teil der auf die angedeutete Weise erzeugten Verschiedenheiten bei den einzelnen Cruzianen eben nur durch Variationen der Pflanze selbst erklären und sahen sich infolgedessen gezwungen, immer neue Spezies aufzustellen. Ist man aber von der mechanischen Entstehung der Cruzianen überzeugt, so muß man dieses Verfahren entschieden verwerfen, zumal da durch NATHORST und auch durch HUGHES nachgewiesen worden ist, daß sogar von einem und demselben Tier unter abweichenden Bedingungen verschieden gestaltete Spuren hervorgebracht werden können. Aus diesem Grunde gibt selbst DELGADO[3]) zu: „Il est inadmissible de supposer, que les mêmes animaux quelles que fussent les conditions où ils se trouvaient, quelle

[1]) H. HUGHES: On some tracks of terrestrial and freshwater animals (Quart. Journ. Geol. Soc. London, Bd. 40, 1884, S. 178 ff.).

[2]) NATHORST: Vgl. die beiden auf S. 573 citierten Abhandlungen.

[3]) J. F. N. DELGADO: Étude sur les Bilobites etc., Lisbonne 1886, S. 23.

que fût la profondeur de l'eau et la nature du fond plus ou moins sabloneux ou limoneux, etc., aient produit toujours des traces semblables." Hierzu bemerkt NATHORST[1]): „C'est parfaitement juste, mais comment notre confrère sait-il, si plusieurs des *Cruziana* données comme des espèces différentes ne sont pas en réalité des traces du même animal, produites dans des conditions différentes? Pourrait-il dire, si par exemple *Cruziana cf. Villanovae* ne provient pas de l'animal qui a produit *Cruziana furcifera?*"

Es ist also von diesem Standpunkte aus unmöglich, die alte, zu weit gehende Spezieseinteilung der Cruzianen unverändert beizubehalten; so erklärte auch schon DAWSON[2]) 1890 von den Cruzianen: „They cannot be sharply divided into genera or species, because of their variability in passing over different kinds of bothom, and of the changes which occur in consequence of the various modes of progression employed by the animals."

Wie man Fossilien, die zwar von denselben Lebewesen herrühren, die aber wegen der verschiedenen Gesteinsart, in der sie aufbewahrt liegen, oder wegen der verschiedenen Größe, die sie unter verschiedenen Lebensbedingungen erlangt haben, in ihrer äußeren Gestalt etwas voneinander abweichen, nicht ohne weiteres mit verschiedenen Namen belegen darf, so ist es auch nicht angebracht, verschiedene, einander aber doch sehr ähnliche Kriechspuren mit verschiedenen Speziesbenennungen zu versehen, wenn man sie, wie dies oben mit den Cruzianen geschehen ist, sehr wohl auf dasselbe Tier beziehen kann. Jedoch darf man bei dieser Zusammenfassung nicht so weit gehen, wie es LEBESCONTE vorschlug, nämlich alle Cruzianen nur einer einzigen Art zuzurechnen; denn durch dieses Verfahren würden die cambrischen Cruzianen derselben Spezies zugezählt wie die der anderen altpaläozoischen Formationen, während doch kaum einleuchtet, daß eine einzelne Tierspezies sich so lange unverändert erhalten haben soll[3]).

Unter Zugrundelegung der alten Spezieseinteilung müßte man mehrere der Hainichener Cruzianen zu *Cruziana Goldfußi* stellen, andere jedoch zu *Cruziana furcifera*, wieder andere zu

[1]) A. G. NATHORST: Nouvelles Observations etc., Stockholm 1886, S. 57.

[2]) W. DAWSON: On Burrows and Tracks of Invertebrate Animals in Palaeozoic Rocks usw. (Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1890 Bd. 46, S. 597.)

[3]) A. G. NATHORST: Herrn LEBESCONTE's neueste Bemerkungen über *Cruziana*, Neues Jahrbuch f. Min. 1888, I., S. 206.

noch weiteren Arten. Der NATHORSTsche Standpunkt läßt es dagegen als möglich erscheinen, daß alle die verschiedenen Hainichener Cruzianen von Vertretern einer und derselben Tierspezies hervorgebracht werden konnten; man beachte hierzu NATHORSTS eigene Worte[1]: „précisément la circonstance que plusieurs formes de Cruziana voisines les unes des autres se trouvent réunies, est parfaitement conciliable avec l'admission que ce sont des traces de la même espèce animale", und schließlich dürfte die Behauptung, daß in dem Silurmeer bei Hainichen nur eine einzige Cruziana-Spezies mit vielen Vertretern gelebt habe, bedeutend einfacher und dadurch auch wahrscheinlicher sein als die Annahme, daß es sich um Angehörige einer ganzen Reihe von verschiedenen Arten handele.

Unter diesen Umständen erscheint es gerechtfertigt, sämtliche Hainichener Cruzianen nur zu einer Spezies, und zwar zu ***Cruziana furcifera*** D'ORB. zu stellen. Diese Spezies dürfte deshalb am geeignetsten sein, weil einmal schon eine Anzahl der Hainichener Formen unbedingt dieser Art (auch im Sinne ihrer Abgrenzung bei SAPORTA usw.) zuzurechnen ist, während die anderen Hainichener Formen sich vom NATHORSTschen Standpunkte aus unschwer durch die Verschiedenartigkeiten in der Bewegung des Tieres, durch die Beschaffenheit des Bodens usw. erklären lassen, wie dies oben versucht worden ist. Zugleich ist *Cruziana furcifera* eine der am häufigsten auftretenden und für das tiefere Untersilur der oben angeführten Länder höchst charakteristischen Formen.

Von derselben Fundstelle in Hainichen stammen außer den Cruzianen noch einige andere Problematica, die sicherlich alle auch mechanischer Entstehung sind und z. T. als Kriechspuren, Schleppspuren, vielleicht auch als Fließspuren und ähnliches gedeutet werden können. Unter ihnen fällt vor allem das durch Taf. XIII Fig. 3 wiedergegebene Stück auf. Hier handelt es sich um ein Gebilde, das aus 3 einander völlig parallelen, im Querschnitte ungefähr dreieckigen Leisten besteht, von denen aber die mittlere an Höhe hinter den beiden seitlichen stark zurückbleibt. Irgendwelche Verzierungen, Rippen oder dergleichen sind auf den Leisten nicht zu entdecken. Das eigenartige Gebilde dürfte daher jedenfalls als eine Schleppspur zu bezeichnen sein.

Zum Schluß sei darauf hingewiesen, daß mit den Hainichen-Otterwischer Grauwacken in allen wesentlichen petrographischen und stratigraphischen Merkmalen die Gesteine der Deditz-

[1]) A. G. NATHORST: Nouvelles Observations etc., S. 57.

höhe bei Grimma und auch die des Collmberg-Gebietes bei Oschatz aufs vortrefflichste übereinstimmen. Da diese zudem alle in gleicher Streichrichtung liegen und offenbar einem und demselben Zuge angehören, so ist mit Sicherheit anzunehmen, daß sie alle auch das gleiche geologische Alter besitzen und also in das tiefere Untersilur gestellt werden müssen. Cruzianen selbst sind jedoch bisher nur bei Hainichen aufzufinden gewesen, wenngleich auch an anderen Stellen, z. B. in dem alten auflässigen Steinbruch in der „Wüsten Mark Groß-Neußelitz“ nordwestlich von Oschatz auf den Schichtflächen der Grauwacken allerlei problematische Wülste, wie sie auch in Hainichen zusammen mit den Cruzianen vorkommen, vom Verf. beobachtet wurden.

Die auf den Tafeln XI—XIII teils in natürlicher Größe, teils etwas verkleinert abgebildeten Belegstücke wurden vom Verf. der Sammlung der Kgl. Sächs. Geol. Landesanstalt überwiesen.

Manuskript eingegangen am 10. Juni 1910.]

Zugänge der Bibliothek im Jahre 1910.

Für die Bibliothek sind im Jahre 1910 im Austausch und als Geschenke eingegangen:

A. Zeitschriften.[1])

In dieser Liste ist, wie bei den Zitaten der Aufsätze, die Folge, Reihe oder Serie durch eingeklammerte arabische Zahl, (2), der Band bis 30 durch römische Zahl, II, über 30 durch halbfette arabische Zahl, **53**, das Heft durch nicht eingeklammerte arabische Zahl, 2, bezeichnet.

Albany. University of the State of New York. Annual Report **62**, 1908, 1—4. Bulletin **132**—**139**.

Baltimore. Maryland Geological Survey. VII, 1908; VIII, 1909; III, 1910.

— Report of the Conservation Commission of Maryland 1908—09.

Basel. Naturforschende Gesellschaft. Verhandlungen XX, 2 u. 3, 1909; XXI, 1, 1910.

Berkeley. University of California Publications. Bulletin V, 22—29.

— Biennial Report of the President of the University. II u. III, 1906—08.

Berlin. Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt. Abhandlungen: Neue Folge, Heft 59: v. KOENEN. Die *Polyptychites*-Arten des Unteren Valanginien. — 62: GUILLEMAIN. Beiträge zur Geologie von Kamerun. — 63: KOERT, TORNAU: Zur Geologie und Hydrologie von Daressalam und Tanga (Deutsch-Ostafrika).

— — Jahrbuch XXVII, 1906, 4; XXIX, Teil 1, H. 3, Teil 2, H. 2; XXX, Teil 1, H. 1 u. 2. Registerband I—XX.

— Zeitschrift f. Berg-, Hütten- u. Salinen-Wesen im preußischen Staate **57**, 1909, 4; Statistik **57**, 1909, 2, 3; **58**, 1910, H. 1—4; Statistik **58**, 1910, H. 1.

---

[1]) Die Liste enthält sämtliche im Austausch eingehenden Zeitschriften, auch diejenigen, von denen die Tauschexemplare im laufenden Jahre noch nicht eingegangen sind (mit 0 bezeichnet).

Berlin. Königl. Akademie der Wissenschaften. Mitteilungen aus den Sitzungsberichten der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse 1909, 40—53; 1910, 1—39.
— Naturwissenschaftlicher Verein für Neuvorpommern und Rügen in Greifswald. Mitteilungen **41**, 1909.
Bern. Naturforschende Gesellschaft. Mitteilungen, Nr. 1665 bis 1700, 1908; Nr. 1701—1739, 1909.
— Neue Denkschriften. **44**, 1909.
— Schweizerische Naturforschende Gesellschaft für die gesamten Naturwissenschaften. Verhandlungen **91**, **92**.
Bonn. Naturhistorischer Verein der preußischen Rheinlande und Westfalens. Verhandlungen **66**, 1910, 1.
— Niederrheinische Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Sitzungsberichte 1909, 1.
Bordeaux. Société Linnéenne de Bordeaux. Actes **63**, 1909.
Boston. Society of natural history. Proceedings **34**, 5—8, 1909. — Occasional Papers VII, 11, 1909.
Bremen. Naturwissenschaftlicher Verein. Abhandlungen XX, 1.
Breslau. Schlesische Gesellschaft für vaterländische Kultur: Jahresbericht **87**, 1909.
Brünn. Naturforschender Verein. Verhandlungen **47**, 1908.
Brüssel. Société Belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie. Procès-Verbal XXIII, 7—10; XXIV, 1—7.
— Bulletins XXIII, 3 u. 4; XXIV, 1 u. 2.
— Académie royale des sciences. Bulletin 1908, 6—12; 1909, 9—12; 1910, 1—8. Annuaire **76**, 1910.
— Société royale malacologique de Belgique. Annales **44**, 1909.
Bucaresti. Institutului Geologic al Romaniei. Anuarul II, 3, 1908—09; III, 1, 1909.
Budapest. Földtany Közlöny **39**, 1909, 6—12; **40**, 1910, 1—6.
— Kgl. Ungarische Geologische Anstalt. Mitt. a. d. Jahrb. 0. Jahresberichte f. 1907.
Buenos Aires. Museo nacional. Anales XII, 1909; XI, 1910.
— Minist. de Agricultura-Republica Argentina. Anales IV, 4; V, 2.
— Boletin de la Academia nacional de ciencias en Cordoba 0.
Bulawayo. Rhodesia scientific Association. Proceedings VIII, 1—3, 1908.
Caen. Société Linnéenne de Normandie. Mémoires XXIII, 2, 1909. Bulletin 0.
Calcutta. Geological survey of India. Memoirs **37**, 4, 1909. — Memoirs. Palaeontologia Indica XV, 2. — Records **37**, 1908, 2—4; **38**, 1909, 3, 4; **39**, 1910.

Chicago. Field Museum of Natural History. Report ser. III, 4; II, 7.
— John Crerar Library. Annual Report XV, 1909.
Christiania. Videnskabs Selskab. Förhandlinger 1909. — Skrifter 1909.
Chur. Naturforschende Gesellschaft des Cantons Graubünden. Jahresbericht, N. F. **52**, 1909/10.
Darmstadt. Verein für Erdkunde. Notizblatt (4) XXX, 1909.
— Großh. Hessische Geologische Landesanstalt. Abhandlungen V, 1, 1910.
Des Moines. Iowa Geological Survey. Annual Report XIX, 1909.
Dorpat. Naturforscher-Gesellschaft. Sitzungsberichte XVIII, 1909, 1—4. Schriften 0.
Dresden. Naturwissenschaftliche Gesellschaft Isis. Sitzungsberichte u. Abhandlungen 1909, Juli—Dezember; 1910, Januar—Juni.
Dublin. Royal Irish academy. Proceedings XXVIII, 1910, 1—8.
— Royal Dublin Society Scientific. Proceedings XII, 1909, 24—29. — The Economic Proceedings II, 1910, 1.
— Scientific Transactions 0.
Edinburg. Royal physical society. Proceedings XVIII, 1909—10, 1 u. 2.
— Royal society. Transactions **47**, 1, 2, 1909—10. — Proceedings XXX, 1909—10, 1—6.
— Geological Society. Transaction IX, 3 u. 4, 1909, Special part.
Essen. Verein für die bergbaulichen Interessen im Oberbergamts-Bezirk Dortmund. Jahresbericht für 1909, Teil 1, 2.
Florenz. Biblioteca nazionale centrale. Bollettino delle publicazioni Italiane 1909, 107 u. 108; 1910, 109—118. — Indice alfabet., 1909.
Frankfurt a. M. Senckenbergische Gesellschaft. Abhandlungen **32**. — Berichte 1909.
Freiberg i. S. Freiberger Geologische Gesellschaft. Jahresbericht III, 1910.
Freiburg (Baden). Naturforschende Gesellschaft. Berichte XVIII, 1910, 1.
Genf. Société de physique et d'histoire naturelle. Mémoires **36**, 2, 3, 1910.
Gera. Gesellschaft d. Freunde d. Naturwissenschaft. Jahresberichte **51**, **52**, 1908—09.

Gießen. Oberhessische Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Medizin. Abt., N. F. 5, 1909. Naturw. Abt., N. F. 3, 1908/09. Register I—XXIV.
Gotha. PETERMANNS Mitteilungen **55**, 1909, 12; **56**, 1910, 1—6.
Haarlem. Musée Teyler. Archives (2) XII, 1, 1910.
— Catalogue du Cabinet numismatique de la Fondation Teyler, Harlem 1909.
Halifax. Nova Scotian Institute of Science. Proceedings and Transactions XII, 2, 1907—08.
Halle a. S. Kaiserl. Leopold. Karolinische Deutsche Akademie der Naturforscher. Abhandlungen **90**, **91**, 1909.
— siehe Stuttgart.
Heidelberg. Naturhistorisch-medizinischer Verein. Verhandlungen X, 3, 4.
Hermannstadt. Siebenbürgischer Verein für Naturwissenschaft. Verhandlungen und Mitteilungen **59**, 1909.
Hougthon, Mich. Michigan college of mines. Yearbook 1909/10. — Graduates 1909.
Jassi. L'Université. Annales Scientifiques V, VI, 1910, 2, 3.
Irkutsk. Ost-Sibirische Abteilung der Kaiserl. Russisch. Geographischen Gesellschaft. Berichte XXV, 1904; XXVI, 1905; XXVII, 1906; XXVIII, 1907 u. XXIX, 1908.
Karlsruhe. Naturwissenschaftlicher Verein. Verhandlungen XXII, 1908—09.
Kiel. Naturwissenschaftlicher Verein für Schleswig-Holstein. Schriften XIV, 2, 1909.
Klagenfurt. Naturhistorisches Landesmuseum für Kärnten. Mitteilungen **99**, 6; **100**, 1—4. Jahrbuch **49**, 28. H. Jahresbericht 1909.
Kopenhagen. Meddelelser fra Dansk geologisk forening XVI, 1909.
— Meddelelser om Grönland **34**, **35**, **44**.
— Danemarks geologiske Undersögelse. I. Raekke 11; II. Raekke 20, 23.
Krakau. Akademie der Wissenschaften, mathemat.-naturwissenschaftl. Klasse. Anzeiger 1909, 8—10; 1910, 1A—7A u. 1B—6B.
— Katalog literat. Nankowej Polskiej VIII, 3 u. 4; IX, 1—4.
La Haye. Société Hollandaise des sciences exactes et naturelles. Archives Néerlandaises (2) XIV, 5; XV, 1—4.
La Plata. Dirección General de Estadistica de la Provincia Buenos Aires. X, 102—112, 1909.
— Museo de la Plata. Revista XV, 1908; XVI, 1909.

Lausanne. Société Vaudoise des sciences naturelles. Bulletin **45**, 167; **46**, 168—170.
Lawrence. University of Kansas. Bulletin V, 1—11, 1909.
Leipzig. Jahrbuch der Astronomie und Geophysik XVIII, 1907; XIX, 1908; XX, 1909.
— Verein für Erdkunde. Mitteilungen 1908 u. 1909.
Lille. Société géologique du Nord. Annales **37**, 1908.
— Memoires V, 1906; VI, 1907.
Lissabon (Lisboa). Commissão do Servico geologico de Portugal. Communicações. Mollusques tertiaires du Portugal 1909.
— Société Portugaise de Sciences Naturelles. Bulletin III, 1—4, Suppl. 1, 1909; IV, 1, 1910.
Liverpool. Geological Society. A Reprospect of Fifty Years Existence and Work.
London. Geological society. Quarterly Journal **65**, 1909, 3 u. 4; **66**, 1910, 1—3. — Abstracts of the Proceedings 882—885, 1908—09; 886—896, 1909—10. — Geological Literature 1908.
— Geological Magazine VI, 1909, 12; VII, 1910, 1—11.
— Summary of Progress of the Geological Survey of Great Britain Memoirs 1908 u. 1909.
— British Museum (Natural History). Catalogue of the Fossil Bryozoa XI, 1909.
Lund. Universität. Afdelningen 5, 1909. Inhaltsverzeichnis I bis XL.
Lüttich (Liège). Société géologique. Annales **34**, 4; **36**, 2, 3; **37**, 1, 2, 4.
— Société royale des sciences. Mémoires VIII, 1909.
Luxemburg. Société des Sciences naturelles. Archives trimestrielles, N. Ser. IV, 1—4, 1909; V, 1, 1910.
Lyon. Académie des sciences belles-lettres et arts. Mémoires X, 1910.
Madison. Wisconsin Geological and Natural History Survey 0.
— Wisconsin Academy of sciences. Transactions XVI, 1—4, 1908; 5, 6, 1909.
Magdeburg. Naturwissenschaftlicher Verein. Jahresberichte u. Abhandlungen 0.
Magdeburg. Museum für Natur- und Heimatkunde. Abhandlungen und Berichte II, 1, 1909.
Mailand (Milano). Società italiana di scienze naturali. Atti **48**, 3, 4; **49**, 1.
Manila. The Mineral Resources of the Philippine Islands. With a Statement of the Production of Commercial Mineral Products during the Year 1909.

Melbourne. Geological Survey of Victoria. Bulletins 23, 1910.
— Memoirs 9, 1910.
— Annual Report of the Secretary of mines and Water Supply 1909.
— Royal Society of Victoria. Proceedings, N. S. XXII, 2; XXIII, 1.
Mexico. Instituto geologico. Boletin XXV, 1910. — Parergones III, 2—5, 1910.
— Sociedad Geológia Mexicana. Boletin 1905, I; 1906, II; 1908, III, IV; 1909, V, VI.
Michigan. Academy of Science. Report 1, 2, 1909.
Moskau. Kaiserl. naturforschende Gesellschaft (Société Impériale des naturalistes). Bulletin 1908, 1—4; 1909, N. S. XXIII.
München. Kgl. Bayerische Akademie der Wissenschaften, math.-physik. Klasse. Sitzungsberichte 1909, 4—20; 1910, 1—9. — Abhandlungen XXIV, 3, 1909; XXV, 1—4, 1910. 1. Suppl.-Bd., 9. Abh., 1910; 1. Suppl.-Bd., 10. Abh., 1910; 2. Suppl.-Bd., 2. Abh., 1910; 4. Suppl.-Bd., 1. Abh., 1910; 4. Suppl.-Bd., 2. Abh., 1910. Carl von Voit, Gedächtnisrede.
— Kgl. Bayr. Oberbergamt. Geogn. Jahreshefte XXI, 1908.
Nantes. Société des sciences naturelles de l'Ouest de la France. Bulletin (2) IX, 1—4, 1909.
Neuchâtel. Société Neuchateloise des Sciences naturelles. Bulletin XXXVI, 1908—09.
New Haven. The American journal of science XXVIII, 168, 1909; XXIX, 169—177, 1910; XXX, 178, 179, 1910.
New York. American museum of natural history. Annual report 1909. — Bulletin XXVI, 1909; XXVII, 1910. — Memoirs 0.
— Library. Academy of sciences. Annals XIX, 1910, 1—3. Report of the Librarian of Concress. 2 Bände.
— Geological Survey of America. Bulletin 19, 1908; 20; 21, 1 u. 3, 1910.
Novo Alexandria. Annuaire géologique et minéralogique de la Russie X, 9, 1909; XI, 6, 7, 1909; XII, 3, 4, 1910.
Ohio. Geological Survey. Bulletin (4) 10, 1909.
Ottawa. Geological and natural history survey. — Proceedings and Transaction 1908 (3) 2; 1909 (3) 3. — Geological Survey Branch. Mem. Nr. 2, 3, 6, 7. Ottawa 1909. — Catalogue of Publications of the Geological Survey. Ottawa 1909. — Catalogue of Canadian Birds, Nr. 973. Ottawa 1909. — Reports on a Portion of Algoma and Thunder Bay Districts Ontario. Ottawa 1909. — Summary Report

of the Geological Survey Branch of the Departement of Mines. Ottawa 1909. — The Coal Fields of Manitoba, Saskatchewan, Alberta, and Eastern British Columbia. Ottawa 1909. — The Whitehorse Copper Belt Yukon Territory. Ottawa 1909. — A Descriptive Sketch of the Geology and Economic Minerals of Canada. Ottawa 1909. — A Geological Reconnaissance of the Region Traversed by the National Transcontinental Railway between Lake Nipigon and Clay Lake. Ontario 1909.

Paris. Société géologique de France. Bulletin (4) VIII, 1908, 7, 8; IX, 1909, 1—4.

— Société de Géographie. Bulletin „La Géographie" XIX, 4, 5, 6, 1909; XX, 1—6, 1910; XXI, 1—4.

— Annales des mines (10) XV, 1909, 7—12; XVII, 1910, 1—5.

— Spelunca. Société de Spéléologie. Bulletin et Mémoires VII, 57, 58, 1908—09; VIII, 59, 60, 1910.

Perth. Geological Survey. Western Australia. Bulletin 33, 37, 1909; 36, 38, 1910. — Annual Progress Report 1909.

Philadelphia. Academy of natural science. Proceedings **61**, 1909, 2, 3; **62**, 1910, 1.

— Journal (2) XIV, 1, 1909.

Prag. K. böhmische Gesellschaft der Wissenschaften. Sitzungsberichte 1909. — Jahresbericht 1909.

— Lese- u. Redehalle der Deutschen Studenten. Berichte 0.

— Deutscher naturwissenschaftl.-mediz. Verein für Böhmen „Lotos". Zeitschrift **57**, 1—10, 1910.

Preßburg. Verein für Natur- und Heilkunde. Verhandlungen 1906—07, XVIII u. XIX, ganze Reihe XXVII u. XXVIII; 1908, XX, ganze Reihe XIX.

Regensburg. Naturwissenschaftlicher Verein. Berichte XII, 1907/09.

Rennes. Société scientifique et médicale de l'Ouest. Bulletin XVIII, 1909, 1—3.

Rochester. Geological Society of America. Bulletin XXI, 1910.

Rom. Academia Reale dei Lincei. Rendiconti dell' adunanza Solenne **307**, 1910, II. — Atti XVIII, 1909, 2. sem. 9—12; XIX, 1910, 1. sem. 1—12; 2. sem. 1—8.

— Comitato R. geologico d' Italia. Bollettino **40**, 1909, 3; **41**, 1910, 5.

— Società geologica Italiana. Bollettino XXVIII, 1909, 2, 3; XXIX, 1910, 1.

San Francisco. California Academie of sciences. Proceedings (4) III, 49—56.

St. Étienne. Société de l'industrie minérale. Bulletin (4) XI, 11, 12; XII, 1—6; XIII, 7—10. Comptes rendus mensuels 1909.

St. Gallen. Naturwissenschaftl. Gesellschaft. Jahrbuch 1908 (09).

St. Petersburg. Académie Impériale des sciences. Bulletin (6) 1909, 15—18; 1910, 1—15.

— Russische Kaiserliche Mineralogische Gesellschaft. Verhandlungen 0.

— Russische Kaiserliche Mineralogische Gesellschaft. Materialien zur Geologie 1909, XXIV.

— Société Impér. des naturalistes. Comptes rendus 0.

— Comité géologique. Mémoires, N. Ser. 40, 51, 52. Bulletin XXVIII, 1—8.

— Cabinet géologique de Sa Majesté. Travaux 0.

— Musée Géologique Pierre le Grand près l'Académie Impériale des Sciences. Travaux II, 1908, 6, 7; III, 1909, 1—4.

Sofia. De L'Université de Sofia Annuaire V, 1908—09.

South Bethlehem, Pa. Economic Geology. IV, 1909, 7, 8; V, 1910, 1—6.

Springfield, Illinois. Geological Survey of Illinois State Bureau of Labor Statistics of Illinois. Biennial Report 1909. — 27. Annual Report 1908. — 28. Annual Coal Report 1909.

Stockholm. Konigl. Svenska Vetenskaps Akademiens Handlingar **44**, 1—5; **45**, 1909, 1—4, 1910, 5—7. — Arkiv för Zoologi V, 4; VI, 1—4; Arkiv för Botanik IX, 1—4; Arkiv för Mineralogi och Geologi 0; Arkiv för Matematik V, 3, 4; VI, 1; Kemi usw. III, 3—5. — Årsbok 1909 u. 1910.

— Geolog. föreningen. Förhandlingar **31**, 1909, 6, 7; **32**, 1910, 1—5.

— Les prix Nobel 1907.

— Meddelanden från K. Svenska Vetenskaps Akademiens Nobelinstitut I, 14, 15.

— Accessions-Katalog XXI u. XXII, 1906 u. 1907.

Stuttgart. Verein für vaterländische Naturkunde in Württemberg. Jahresheft **66**, 1910, mit 1 Beilage.

— (früher Halle). Zeitschrift für die gesamten Naturwissenschaften **81**, 1909, 4.

Sydney. Department of mines and agriculture. Annual report 1909. — Memoirs. Palaeontology 5. — Mineral Resources 0.

Sydney. Australian Museum. Records VII, 5.
— Records of the Geological Survey of New South Wales IX, 1, 1909.
— Report f. Jahr Ende Juni 1908.
— Report f. Jahr Ende Juni 1909.
Tokyo. Earthquake Investigation Committee. Publications in foreign languages 0. — Bulletin III, 2; IV, 1.
— Imperial university, science college. Journal XXVI, 2; XXVII, 3—14. — Calendar 0.
Topeka (Kansas). Kansas Academy of sciences. Transaction XXII, 1908—09.
— University Geological Survey of Kansas Special Report on Oil and Gas IX.
Trenton. Geological Survey of New Jersey. Annual Report 1909.
Upsala. Geological Institution of the University. Bulletin IX, 1908—09, 17, 18; X, 1910—11, 19, 20. Index vol. I—X, 1893—1910. — Årskrift 0.
Washington. United States Geological Survey. Bulletin 386, 389, 390, 391, 392, 393, 395, 396—424, 428.
— — Monographs 0.
— — Annual Report 1909.
— — Mineral Resources 1908.
— — Professional Paper, Nr. 64—67.
— — Water Supply and Irrigations Papers 227, 232, 233, 235, 236, 238, 241—245, 248, 249, 252.
— Smithsonian Institution. U. S. National Museum. Annual Report 1908, 1909. — Miscellaneous Collections. Quart. Issue. **52**, 1872; **53**, 6, 7; **54**, 1922, 1924—1927, 1930; **55**; **56**, 5—10; **57**, 1.
Wien. Geologisches und Paläontologisches Institut der Universität Wien. Mitteilungen XXII, 3, 4, 1909; XXIII, 1—3, 1910.
— K. K. Geolog. Reichsanstalt. Jahrbuch **59**, 3, 4, 1909; **60**, 1—3, 1910. Verhandlungen 1909, 10—18; 1910, 1—12. — Abhandlungen 0.
— K. K. Naturhistorisches Hofmuseum. Annalen XXIII, 1909, 1, 2.
— Geologische Gesellschaft in Wien I, 1909, 3, 4; 1910, 1, 2.
— Kaiserl. Akademie der Wissenschaften. Sitzungsberichte, Abt. 1, 1908, **117**, 8—10; 1909, **118**, 1—10; 1910, **119**, 1, 2. Abt. 2a, 1908, **117**, 10; 1909, **118**, 1—10; 1910, **119**, 1—4. Abt. 2b, 1908, **117**, 8—10; 1909, **118**, 1—10; 1910, **119**, 1—5.
— Erdbebenkommission, Mitteilungen, N. F. 34—37, 1909.

Zürich. Naturforsch. Gesellschaft. Neue Denkschriften. Vierteljahresschrift **54**, 1909, 4, 5; **55**, 1910, 1, 2.

— Schweizerische geolog. Commission der naturf. Ges. Beiträge zur Geologie der Schweiz, N. F. XXIV, 54. Lfg., 1910.

B. Einzelwerke.

Die Liste der neueingegangenen Einzelwerke und Sonderabdrucke findet sich am Schluß der einzelnen Monatsberichte (vgl. Monatsber. **1**, **2**, **3**, **4**, **5/6**, **7** und **12**).

C. Karten und Kartentexte.

Europa.

Deutsches Reich.

Preußen. Geologische Spezialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, 1 : 25000. Herausgegeben von der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt.

Lfg. 52. Blätter Landsberg b. Halle, Halle (Süd) a. d. S., Dieskau, Merseburg (West), Merseburg (Ost) mit Erläuterungen.

- 143. Blätter Dortmund, Kamen, Witten, Hörde. Mit Flözkarten und Erläuterungen.

- 103. Blätter Goßlershausen, Briesen, Bahrendorf, Schönsee mit Schewen, Gollub m. Erl.

- 158. Blätter Quellendorf, Raguhn, Gräfenhainichen m. Erl.

Bayern. Geognostische Karte des Königreichs Bayern. 1 Bl. Kusel m. Erl.

Österreich-Ungarn.

Geolog. Karte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. 1 : 75000.

Blatt Deutschbrod, Zone 7, Col. XIII, Nr. 51.

- Borgo-Fierea di Primiees, Zone 21, Col. V, Nr. 89.
- Bischoflack, Zone 21, Col. X, Nr. 91.
- Carlopago-Jablanac, Zone 27, Col. XII, Nr. 115a.
- Selve, Zone 28, Col. XI, Nr. 114.
- Medak-Sv. Rck., Zone 28, Col. XIII, Nr. 116.

Ungarn. Kgl. Ungarische Geologische Reichsanstalt zu Budapest. Karte der Umgebung von Gyertyanliget (Kabola-Polana), Zone 13, Col. XXXI. 1 : 75000 m. Erl.

Schweiz.

Geolog. Karte der Schweiz.

F. MÜHLBERG: Geologische Karte der Umgebung von Hallwilersee und des oberen Sur- und Winntales. 1 : 25000 m. Erl.

A. BUXTORF: Geologische Karte des Bürgenstocks. 1 : 25000 m. Erl.

Niederlande.

Kart van het Limburgsche Myndistrict, 1 : 25000, m. 2 Anl., von Ing. VAN BOSSE. Heerlen 1909.

Italien.

Carta geologica d' Italia Toscana, 1 : 500000, vol. XIII, di BERNARDINO LOTTI.

Amerika.

Vereinigte Staaten von Nord-Amerika.

U. St. Geological Survey, Departement of the Interior.

Topographic Atlas Sheets, 1 : 24000, 1 : 36000, 1 : 48000, 1 : 62500, 1 : 125000, 1 : 250000, 1 : 625000, 1909, 80 Blatt.

Geological Survey of Ohio.

Geological Map of Ohio, 1 Bl., J. A. Bownocker, 1909. Columbus, Ohio.

Wisconsin. Geological and Natural History Survey.

Plate I.	Cuba Sheet	Supplement to Bulletin XIV.
- II.	Big Patch-Elk Grove Sheet	
- III.	Ipswich Sheet	
- IV.	East Meckers Grove Sheet	
- V.	East Mineral Point Sheet	
- VI.	Montfort Sheet	

Canada.

Map of Cobalt-Nickel-Arsenic-Silver Area Near Lake Temiskaming, Ont. Scala: 1 Mile to 1 Inch.

Afrika.

Kapkolonie.

Geological Commission. Geological Map of the Colony of the Cape of Good Hope, Capetown. Sheet 32 (Van Wyks Vlei), 40 (Marydale).

Asien.

Japan.

Imperial Geological Survey of Japan. 1:200000. 1909. Nobecka, Suōnada, Madsuyana, Hiwasa (2 Bl.), Kanazawa, Aomori u. Erl. Suōnada, Hiwasa u. Aomori.

Australien.

Victoria.

Geological Survey of Victoria. 8 Bl.

Deutsche Geologische Gesellschaft.

Januar 1911.*)

Vorstand

Vorsitzender:	Herr	Branca.
Stellvertretende Vorsitzende	„	Rauff.
	„	Wahnschaffe.
Schriftführer	„	Belowsky.
	„	Bärtling.
	„	Stremme.
	„	Fliegel.
Schatzmeister	„	Zimmermann.
Archivar	„	Eberdt.

Beirat

Die Herren Jaekel-Greifswald, Koken-Tübingen, von Koenen-Göttingen, C. Schmidt-Basel, Tietze-Wien, A. Wichmann-Utrecht.

Verzeichnis der Mitglieder.

Die beigedruckten Zahlen geben das Jahr der Aufnahme an.

Aachen, Geologische Sammlung der Kgl. Technischen Hochschule, 1907.

Abendanon, E. C., Bergingenieur, 1907. 's Gravenhage (Holland), Jan von Nassau-Straat 43.

Adams, Frank D., Dr., Professor, 1890. Montreal, Canada, McGill University, Petrographical Laboratory.

Ahlburg, Joh., Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

---

* bedeutet Teilnahme an der Außerordentl. Hauptversammlung in Berlin 1910.

Albert, Robert, Dr., Professor an der Forstakademie, 1902. Eberswalde.

Albrecht, Emil, Dipl.-Ingenieur und Generaldirektor, 1900. Hannover.

Allorge, M. Marcel, 1908. Oxford (England), University Museum.

Altona (Elbe), Altonaer Museum, 1910.

Altpeter, Otto, cand. geol., 1909. Marburg in Hessen, Roserstr. 25.

von Ammon, Ludwig, Dr., Professor, Oberbergrat, 1873. München, Ludwigstr. 16.

Andrée, Karl, Dr., Privatdozent, 1902. Marburg (Hessen), Ritterstr. 16 III (Forsthof).

Arlt, Geh. Bergrat, 1866. Berlin W, Kleiststr. 22.

Arndt, Heinrich, stud. geol., 1909. München, Himmelreichstraße 3.

von Arthaber, G., Dr., Professor, 1892. Wien IX, Ferstelgasse 3.

* Aßmann, Paul, Dr., Kgl. Geologe, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Aulich, Dr., Oberlehrer an der Kgl. Maschinenbau- und Hüttenschule, 1907. Duisburg, Prinz-Albrecht-Str. 33.

Balthazar, Jean, 1907. Bonn, Koblenzer Str. 99.

Baltzer, Armin, Dr., Professor, 1875. Bern, Rabbental 51.

Bamberg, Paul, Fabrikbesitzer, 1902. Friedenau b. Berlin, Kaiserallee 87/88.

Barrois, Charles, Dr., Professor, 1877. Lille, rue Pascal 41.

* Barsch, Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Bärtling, R., Dr., Kgl. Geologe, Privatdozent, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Baschin, Otto, Kustos am Geographischen Institut der Universität, 1901. Berlin W 15, Pariser Str. 14 A.

Basedow, Herb., Dr., Staatsgeologe von Südaustralien, 1908. Kent-Town, Adelaide, Süd-Australien.

Baumann, L., Dipl.-Bergingenieur, 1908. Gibeon, Deutsch-Südwestafrika.

Baumgärtel, Bruno, Dr., Privatdozent an der Kgl. Bergakademie, 1910. Clausthal (Harz).

Baumhauer, H., Dr., Professor, 1879. Freiburg (Schweiz).

von Baur, C., Dr., Präsident a. D. des Kgl. Bergrats, 1868. Degerloch b. Stuttgart, Waldstr. 7.

Beck, Carl, Dr., 1898. Stuttgart, Wagenburgstr. 10.

* Beck, Richard, Dr., Professor, Oberbergrat, 1884. Freiberg i. S., Meißner Ring 10.

Becker, Ernst, Dr., Geologe, 1903. Heidelberg, Gaisbergstr. 62.

Becker, H., Chemiker, 1884. Diez (Lahn).

Behlen, H., Kgl. Forstmeister, 1908. Haiger, Reg.-Bezirk Wiesbaden.

* Behr, Johannes, Dr., Kgl. Geologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Belowsky, Max, Dr., Professor, Privatdozent, Kustos am Min.-Petrogr. Institut, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Benecke, E. W., Dr., Professor, 1866. Straßburg i. Els., Goethestr. 43.

* Berendt, G., Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe a. D., 1861. Friedenau, Kaiserallee 120.

* Berg, Georg, Dr., Kgl. Geologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Bergeat, Alfred, Dr., Professor, 1893. Königsberg, Universität.

Bergmann, W., Bergwerksdirektor, 1904. Ilseder Hütte b. Peine.

* Bergt, Walter, Dr., Professor, Direktor des Museums für Vulkanologie und Länderkunde (Stübelstiftung) im Grassi-Museum, Privatdozent für Mineralogie und Petrographie an der Universität, 1894. Leipzig-Eutritzsch, Gräfestr. 34.

Berlin, Bibliothek der Kgl. Technischen Hochschule, 1909. Charlottenburg.

Berlin, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

* Beyschlag, Franz, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Direktor der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1883. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Biereye, Professor, 1907. Groß-Lichterfelde, Haupt-Kadettenanstalt, Lehrerhaus.

von Bismarck, 1898. Vierhof bei Groß-Sabow.

Blaas, Jos., Dr., Professor, 1884. Innsbruck, Gutenbergstraße 3.

* Blanckenhorn, Max, Dr., Professor, Mitarbeiter der Geol. Survey of Egypt und der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1881. Halensee bei Berlin, Joachim-Friedrich-Straße 57.

Bochum i. W., Westfälische Berggewerkschaftskasse, 1905.

Bode, Arnold, Dr., Professor a. d. Kgl. Bergakademie, 1902. Clausthal (Harz).

* Boden, Karl, Dr., Geologe, Assistent am Geolog.-paläontol. Institut der Universität, 1907. München, Geolog. Institut der Universität, Neuhauser Str. 51.

Boehm, Georg, Dr., Professor, 1876. Freiburg i. Br., Schwaighofstr. 14.

* Böhm, Joh., Dr., Professor, Kustos an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Bonn, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität, 1907. Bonn, Nußallee.

Born, Axel, cand. geol., 1911. Göttingen, Geolog. Institut der Universität.

von dem Borne, Dr., Privatdozent, 1888. Breslau XVIII-Krietern.

Bornemann, L. Georg, Dr., 1872. Eisenach, Wartburgchaussee 9.

* Bornhardt, Geh. Bergrat, Direktor der Kgl. Bergakademie, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Borth, Post Büderich, Kreis Mörs, Deutsche Solvaywerke, Aktien-Gesellschaft, Abteilung Borth, 1910.

Botzong, Carl, Dr., 1907. Heidelberg, Rosenbergweg 9.

Branca, Wilhelm, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Brandes, H., Rentner, 1889. Hoheneggelsen N. 231 (Prov. Hannover).

* Brauns, Reinhard, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1885. Bonn, Endenicher Allee 32.

Bravo, José J., Professor, Direktor del Cuerpo de Ingenieros de Minas, 1908. Lima (Peru), Apartado No. 889.

Breslau, Geologisches Institut der Universität, 1910.

Broili, Ferdinand, Dr., a. o. Professor, Konservator an der Paläontolog. Staatssammlung, 1899. München, Alte Akademie, Neuhauser Straße 51.

Brouwer, H. A., Dr., Staatsgeologe, 1909. Batavia (Niederl.-Indien), Mijnwezen.

* Bruhns, W., Dr., Professor, 1888. Clausthal (Harz), Kgl. Bergakademie.

Brünn, Lehrkanzel für Geologie und Mineralogie a. d. k. k. Deutschen Technischen Hochschule, 1909.

von Bubnoff, Serge, cand. geol., 1909. Freiburg i. B., Maximilianstr. 5.

Bucher, Walter, cand. geol., 1910. Heidelberg, Geol. Institut der Universität.

Bücking, Hugo, Dr., Professor, Direktor der Geol. Landesanstalt, 1873. Straßburg i. Els., Lessingstr. 7.

* Burre, O., Dr., Assistent am Geologischen Institut der Technischen Hochschule, Charlottenburg.

Busz, K., Dr., Professor, 1904. Münster i. W., Heerdestr. 16.

Buxtorf, August, Dr., Privatdozent, 1907. Basel, Münsterplatz 6.
van Calker, F. J. P., Dr., Professor, 1887. Groningen (Niederlande).
Canaval, Richard, Dr., k. k. Berghauptmann und Hofrat. 1890. Klagenfurt, Ruprechtstr. 8.
Capellini, Giovanni, Professor, Senator, 1884. Bologna.
Carthaus, Emil, Dr., 1910. Halensee, Joachim-Friedrichstraße 11.
Chewings, Charles, Dr., 1896. Hawthorn, William-Street, South Australia.
Clark, William Bullock, Dr., Professor, State Geologist für Maryland, 1885. Baltimore, John Hopkins University.
Clarke, John Mason, Dr., Professor, State Geologist and Paleontologist, Director New York State Museum, 1886. Albany (New York), State Hall.
Clausthal, Kgl. Oberbergamt, 1869.
* Cloos, Hans, Dr., 1909. Freiburg i. Br., Geol. Institut der Universität.
Cöthen, Städtisches Friedrichs-Polytechnikum, 1908.
* Cramer, Rudolf, Dr., Kgl. Geologe, 1906. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Crecelius, Th., Lehrer, 1909. Lonsheim bei Alzey (Rheinhessen).
* Credner, Hermann, Dr., Professor, Geheimer Rat, Direktor der Kgl. Sächs. Geologischen Landesanstalt, 1865. Leipzig, Karl-Tauchnitz-Str. 11.
* Cronacher, R., Dr., Dipl.-Ingenieur und Assistent an der Kgl. Bergakademie, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Crook, Alja Robinson, Dr., Curator, State Museum of Natural History, 1897. Springfield, Ill., U. St. A.
Dahms, Albert, Bergassessor, 1909. Keetmannshop, Deutsch-Südwestafrika.
* Dammer, Bruno, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Dannenberg, Artur, Dr., Professor, 1894. Aachen, Techn. Hochschule.
Dantz, C., Dr., Bergwerksdirektor a. D., 1892. Berlin NW 23, Händelstr. 1.
Danzig, E., Dr., Professor, 1901. Rochlitz i. S.
Darton, N. H., Geologist of the U. S. Bureau of Mines, 1904. Washington, D. C.
Dathe, Ernst, Dr., Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1874. Berlin W 35, Steglitzer Str. 7.

Deecke, Wilhelm, Dr., Professor, Direktor der Großherzogl. Badischen Geol. Landesanstalt in Karlsruhe, 1885. Freiburg i. Br., Erwinstr. 37.

Delhaes, W., Dr., 1907. Bonn, Beringstr. 23.

Delkeskamp, R., Dr., 1905. Frankfurt a. M., Königstraße 63.

Denckmann, August, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent an der Bergakademie, 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Deninger, Karl, Dr., 1902. Freiburg i. Br., Geol. Institut.

De Stefani, Carlo, Dr., Professor, Direktor der geologisch-paläontologischen Sammlungen, 1898. Florenz.

Dienst, Paul, Bergreferendar, Assistent an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Diersche, M., Professor, Dr., 1909. Hamburg, Heimhuderstraße 84.

Dieseldorff, Arthur, Dr., 1898. Hamburg 5, Gurlittstraße 24.

Dietz, Eugen, Bergassessor, Dr., 1905. Halle a. S., Gobenstraße 25 I.

Dietz, C., Bergwerksdirektor, 1908. Kaliwerk Einigkeit bei Fallersleben.

Dinu, Joan, cand. geol., 1910. Heidelberg, Geol. Institut der Universität.

de Dorlodot, Henry, Abbé, Professor an der Université catholique, 1902. Löwen in Belgien, rue de Bériot 44.

* Drevermann, Fritz, Dr., Kustos am Senckenbergischen Museum, 1899. Frankfurt a. M., Pfingstweidstr. 6.

Dreyer, Karl, Dr., 1905. Oranienburg, Markgrafenstr. 27.

Du Bois, Georg C., Dr., Direktor der Deutschen Gold- u. Silberscheideanstalt, 1899. Frankfurt a. M., Weißfrauenstraße 7.

Dyhrenfurth, Günther, Dr., 1908. Breslau I, Schuhbrücke 38/39.

Dziuk, A., Dipl.-Bergingenieur, 1897. Berlin W 30, Speyerer Straße 8.

Ebeling, Bergrat, 1894. Hannover, Tiergartenstr. 42.

Ebeling, Max, Dr., Professor, 1897. Berlin NW, Thomasiusstr. 19.

* Eberdt, Oskar, Dr., Kustos an der Kgl. Geologischen Landesanstalt, 1891. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

von Eck, Dr., Professor, 1861. Stuttgart, Weißenburgstraße 4 B II.

Eck, Otto, Dr., 1908. Berlin NW 21, Bundesratsufer 9.

Eller, Albert, Dr., Dipl.-Ingenieur, Direktor der Westpreußischen Bohrgesellschaft, 1908. Danzig.

von Elterlein, Adolf, Dr., Unterstaatssekretär a. D., 1898. Walsrode (Hannover), Kirchstr. 6.

Emerson, Benjamin, Professor der Geologie an den Amherst und Smith Colleges, 1868. Amherst (Massach.).

Endriß, Karl, Dr., Professor an der Kgl. Technischen Hochschule, 1887. Stuttgart, Neue Weinsteige 75.

* Erdmannsdörffer, O. H., Dr., Kgl. Geologe, Privatdozent a. d. Universität, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Ermisch, Karl, Bergwerksdirektor bei Friedrichshall und Sarstedt A.-G., 1908. Kaliwerk Friedrichshall bei Sehnde (Hannover).

Ernst, G., Königl. Bergrat, 1909. Beuthen, O.-Schl., Virchowstr. 12.

Esch, Ernst, Dr., 1893. Darmstadt, Roquetteweg 37.

Ewald, Rud., Dr., 1910. Heidelberg, Gaisbergstr. 60.

Felix, Johannes, Dr., Professor, 1882. Leipzig, Gellertstr. 3.

Fels, Gustav, Dr., 1902. Schloß Rodelheim, Frankfurt a. M.

Felsch, Joh., Assistent am Geol.-paläontologischen Institut der Universität, 1908. Bonn, Kaiserstr 87.

Fenten, Joseph, Dr., Staatsgeologe, 1906. Buenos Aires, Calle Maipú 1241.

* Finckh, Ludwig, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, Privatdozent, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Fischer, H., Geh. Bergrat, 1906. Dresden.

Fischer, Hermann, Dr., 1910. Würzburg, Sieboldstr. 13 II.

Fischer, Dr., Stabsarzt a. D., 1909. Veste Koburg.

Flach, Ch., Bergingenieur, 1902. Charlottenburg, Goethestraße 7 III.

Fleischer, Alexander, 1903. Breslau, Kaiser-Wilhelm-Straße 56.

* Fliegel, Gotthard, Dr., Kgl. Geologe, 1898. Berlin-Wilmersdorf, Gieselerstr. 22.

Follmann, Otto, Dr., Professor, Oberlehrer, 1891. Koblenz, Fischelstr. 38.

Fraas, Eberhard, Dr., Professor, 1890. Stuttgart, Stitzenburgstr. 2.

Frank, Julius, Bergwerks- und Hüttenbesitzer, 1909. Adolfshütte bei Dillenburg.

Franke, A., Töchterschullehrer, 1910. Dortmund, Junggesellenstr. 18.

* Franke, G., Professor, Geh. Bergrat, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Franke, Dr., Professor, 1895. Schleusingen.

Frech, Fritz, Dr., Professor an der Universität und der Technischen Hochschule, 1881. Breslau, Schuhbrücke 38/39, Geologisches Institut. Privatwohnung: Neudorfstr. 41.

Fremdling, C., Kgl. Oberbergamtsmarkscheider, 1910. Dortmund, Knappenberger Str. 108.

Fremery, Hermann, 1908. Aachen, Mozartstr, 12.

Frentzel, Alexander, Dr.-Ing., Dipl.-Ingenieur, 1906. Tiflis, Sergiewskaia 1.

Freudenberg, Wilh., Dr., 1907. (Weinheim, Baden.) Tübingen, Mineralog. Institut.

* Freystedt, Landesbauinspektor, Regierungsbaumeister a. D., 1908. Posen O 1, Königsplatz 6 III.

* Fricke, K., Dr., Professor, 1875. Bremen, Mathildenstr. 25.

* Friederichsen, Max, Dr., Professor, 1903. Greifswald, Moltkestr. 4.

Baron von Friesen, Kammerherr, Exzellenz, 1883. Karlsruhe (Baden).

Fritsch (= Frič), Anton, Dr. med. et phil., Direktor der geol.-paläontologischen Sammlungen des Museums des Königreichs Böhmen, 1868. Prag, Jàma (Grube) 7.

* Fuchs, Alex., Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Fulda, Ernst, Bergreferendar, 1911. Sangerhausen, Kurzefeld 1.

Fuchs, Hubert, Bergrat, 1910. Dresden-Radebeul, Kaiser-Friedrich-Allee 19.

* Gäbert, Carl, Dr., Geologe, Montangeologisches Bureau, 1907. Leipzig, Inselstr. 2.

* Gagel, Curt, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent an der Bergakademie, 1890. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Gante, Oberbergrat, Vorsteher der Herzogl. Anhalt. Salzwerkdirektion, 1902. Leopoldshall bei Staßfurt.

Gärtner, Dr., Direktor der Wenzeslausgrube, 1904. Ludwigsdorf, Kreis Neurode.

Geinitz, Eugen, Dr., Professor, 1877. Rostock.

Geisenheimer, Dr., Bergassessor, 1904. Kattowitz.

Gerth, Heinrich, Dr., Staatsgeologe, 1907. Buenos Aires (Argentinien), Maipú 1241.

Gill, Adam Capen, Dr. 1891. Ithaca (New York), Cornell University.

Gillman, Fritz, Bergingenieur. Sevilla (Spanien), Alameda de Hercules 42.

* Glöckner, Friedr., Dr., Assistent an der Lagerstättenabteilung der Bergakademie. 1909. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

von Goldbeck, Wirkl. Geh. Oberregierungsrat a. D., 1875. Hannover, Schiffgraben 43.

Gorjanović-Kramberger, Karl, Dr., Hofrat, Professor und Präsident der geologischen Kommission der Königreiche Kroatien-Slavonien, Direktor des Geologischen Nationalmuseums, 1898. Agram (Zagreb). Kroatien.

Goslar, Naturwissenschaftlicher Verein, 1904.

Gosselet, Jules, Professor, 1862. Lille, rue d'Antin 18.

* Gothan, Walter, Dr., Privatdozent, Assistent a. d. Paläobotanischen Abteilung der Geolog. Landesanstalt 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Göttingen, Geologisches Institut der Universität, 1905.

Grabau, H., Dr., Professor, Oberlehrer a. D., 1879. Leutzsch b. Leipzig, Rathausstr. 1.

* Gräßner, P. A., Bergrat, Generaldirektor a. D., 1889. Schlachtensee b. Berlin, Adalbertstr. 25 A I.

Gravelius, Dr., Professor an der Technischen Hochschule, 1905. Dresden A., Reißigerstraße 13.

Greif, Otto, Bergingenieur, 1907. Göttingen, Geologisches Institut der Universität.

Gröber, Paul, Dr., 1907. Straßburg i. E., Blessigstr. 1 II, Geologisches Institut der Universität.

Gröbler, Bergrat, 1894. Salzdetfurth.

Grosch, Paul, Dr., I. Assistent am Geol. Institut der Universität, 1907. Freiburg i. Br., Ludwigstr. 47.

Grosser, P., Dr., 1892. Genienau, Mehlem a. Rh.

von Groth, Paul, Dr., Professor, Geheimer Rat, 1866. München VI, Brieffach.

Grubenmann, Ulr., Dr., Prof., 1907. Zürich, Eidgen. Polytechnikum.

* Grupe, Oskar, Dr., Kgl. Geologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Guillemain, Constantin, Dr., 1899. Elisabethville, Belgische Kongo-Kolonie.

Gumprecht, Dr., Professor, Studienrat, 1909. Dresden-N., Pulsnitzerstr. 1 II.

* Gürich, Georg, Dr., Professor, Direkter des Mineralogischen Instituts, Mitarbeiter der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1891. Hamburg, Lübecker Tor 22.

* Haack, W., Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

* Haarmann, Erich, Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Haardt, W., stud. geol., 1909. München-Gladbach, Krefelder Straße, Ecke Friedrichstraße.

Haas, Hippolyt, Dr., o. Honorarprofessor an der Universität, Geh. Regierungsrat, 1880. Kiel, Moltkestr. 28.

Haas, Karl, Dr., 1905. Basel (Schweiz), Wellsteinplatz 3.

Hahn, Alexander, 1886. Idar a. d. Nahe.

Hahn, Felix, Dr., 1907. München, Augustenstr. 74 I.

Hähnel, Otto, Dr. phil., Assistent am I. Chemischen Institut der Universität, 1909. Berlin SW 61, Johanniterstr. 15.

Halbfaß, Wilhelm, Dr., Professor, 1898. Jena.

Halle a. S., Kgl. Oberbergamt, 1910.

Halle a. S., Landwirtschaftliches Institut der Kgl. Universität Halle-Wittenberg, 1910. Halle a. S., Ludwig-Wucherer-Str. 2.

Hambloch, Anton, Grubendirektor, 1906. Andernach a. Rh.

Hamm, Hermann, Dr. phil. et med., 1899. Osnabrück, Lortzingstr. 4.

* Haniel, C. A., 1908. Düsseldorf, Goltsteinstr. 37.

Harder, Poul, Dr., 1910. Kopenhagen, Östervoldgade 7.

* Harbort, Erich, Dr., Privatdozent, Kgl. Geologe, 1905. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Harker, A., M. A., 1887. Cambridge (England), St. John's College.

Haßlacher, H., Bergreferendar, 1907. Bonn, Weberstraße 18 B.

* Haupt, O., Dr., Kustos an der geol.-mineralogischen Abteilung des Großherzogl. Landesmuseums, 1907. Darmstadt, Wendelstadtstr. 13 I.

Hauser, Dr., Privatdozent, 1910. Berlin NW, Bunsenstr. 1, Technologisches Institut der Universität.

Hauthal, Rudolf, Dr., Professor, 1891. Hildesheim, Römer-Museum.

Hecker, O., Dr., Geologe, 1900. Berlin W 30, Freisinger Straße 18.

Heckmann, K., Professor, Dr., Oberlehrer am Königl. Realgymnasium, 1906. Elberfeld, Hamburgerstr. 40.

Heidenhain, F., Dr., Professor, Oberlehrer, 1866. Stettin, Preußische Str. 1 III.

Heim, Albert, Dr., Professor, 1870. Hottingen-Zürich.

Heim, Fritz, cand. geol., 1910. Heidelberg, Hauptstraße 200.

Helgers, Eduard, Dr., 1905. Frankfurt a. M., Mendelssohnstraße. 69.

Freifräulein v. Helldorf, Adda, 1911. Dresden.
* Henke, Wilh., Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Henkel, Ludwig, Dr., Professor, Oberlehrer, 1901. Schulpforta bei Naumburg a. S.
Hennig, Edwin, Dr., Assistent am Geolog. Institut der Universität, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Henniges, L., Dr., 1911. Berlin.
Henrich, Ludwig, 1901. Frankfurt a. M., Zeil 48 I.
Herbing, Dr., Bergreferendar, 1904. Halle a. S., Karlstr. 23 I.
Hermann, Paul, Dr., Geologe, 1904. Mannheim, Rheinaustraße 19.
* Hermann, Rudolf, Dr., 1904. Berlin SW 11, Tempelhofer Ufer 32 III.
Herrmann, Fritz, Dr., Assistent am Geol. Institut der Universität, 1907. Marburg (Lahn), Ketzerbach 12.
Herzberg, Franz, Dipl.-Ingenieur, Dr.-Ing., 1909. Frankfurt a. M., Rüsterstr. 11.
* Heß von Wichdorff, Hans, Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
van der Heyden à Hauzeur, Louis, Generaldirektor, 1903. Auby-lez-Douai (France, Nord), Compagnie Royale Asturienne Des Mines.
Hibsch, Jos., Em., Dr., Professor, 1883. Tetschen-Liebwerd, Post Tetschen (Böhmen).
Hildebrand, Otto, Dr., 1901. Jena, Sonnenbergstr. 1 a.
* Hildebrandt, Max, 1901. Berlin N 65, Triftstr. 61.
Hintze, Arthur, Dr., prakt. Arzt, 1910. Konstantinopel-Pera, Deutsches Hospital.
Hintze, Carl, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, 1870. Breslau, Moltkestr. 5.
Hirschwald, Julius, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, 1898. Grunewald bei Berlin, Wangenheimstr. 29.
Hlawatsch, Carl, Dr., Volontär am k. k. Naturhist. Hofmuseum, miner.-petrogr. Abteilung, 1907. Wien VI/2, Mariahilfer Str. 93.
Hoffmann, Bergassessor, 1910. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Hofmann, Adolf, Dr., Professor, k. k. Hofrat, 1886. Prag, Kgl. Weinberge.
* Höhne, Erich, Dr., Assistent an der Königl. Bergakademie, 1908. Berlin C 2, Große Präsidentenstr. 7.
Holland, F., Oberförster, 1895. Heimerdingen, O.-A. Leonberg (Württemberg).

Holtheuer, Richard, Dr., Professor, 1891. Leisnig i. S.
Holzapfel, Eduard, Dr., o. Professor an der Universität, 1878. Straßburg i. E., Schweighäuserstr. 28.
* Horn, Erich, Dr., Wissenschaftl. Hilfsarbeiter am Mineral.-Geol. Institut, 1907. Hamburg, Lübecker Tor 22.
* von Hoerner, Thomas, Dr., 1909. Genf, Rue des Rois 14 I.
Hörnes, Rudolf, Dr., Professor, 1874. Graz, Heinrichstraße 61/63.
Hornstein, F. F., Dr., Professor, 1867. Cassel, Weigelstraße 2 II.
Hornung, Ferd., Dr., 1889. Leipzig-Kleinzschocher, Antonienstr 3.
Hoyer, Professor, 1894. Hannover, Ifflandstr. 33.
Hoyer, Carl G., Bergreferendar, 1906. Aachen, Bahnhofplatz 1.
Huffnagel, P., Districtsgeoloog, 1909. Enschede, Niederlande, Hotel de Klomp.
Hug, Otto, Dr., 1897. Bern, Belpstr. 42.
Hughes, Thomas Mc Kenny, Professor. Trinity College, Cambridge (England).
Hugi, E., Dr., Professor, 1907. Bern (Schweiz), Geologisches Institut der Universität.
Freiherr von Huene (v. Hoyningen-Huene), Friedrich, Professor, Dr., Privatdozent, 1899. Tübingen.
Hummel, Karl, stud. rer. nat., 1911. Karlsruhe (Baden), Riefstahlstr. 10.
Hussak, Eugen, Dr., Staatsgeologe, 1891. São Paulo (Brasilien).
* Jaekel, Otto, Dr., Professor, 1884. Greifswald, Fischstraße 18.
Jahn, Jar. J., Dr., Professor, 1907. Brünn in Mähren, Böhmische Technische Hochschule.
Janensch, Werner, Dr., Kustos am Geol.-Paläont. Institut d. Mus. f. Naturkunde, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
von Janson, A., Rittergutsbesitzer, 1886. Schloß Gerdauen (Ost-Pr.).
* Jentzsch, Alfred, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1872. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Joksimowitsch, Z. J., Supplent, 1908. Pirot (Serbien).
Jonker, H. G., Dr., Professor d. Paläont. u. Geol. an der Techn. Hochschule in Delft, 1907. Haag (Holland), Amalia van Solms-Straat 25.
Jung, Gust., Commerzienrat, Direktor, 1901. Neuhütte bei Straßebersbach, Nassau.

Just, Wilhelm, 1890. Zellerfeld (Harz).
Kaiser, Erich, Dr., Professor, 1897. Gießen, Südanlage 11.
* Kalkowsky, Ernst, Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1874. Dresden-A., George-Bähr-Str. 22.
Kattowitz, Kattowitzer Aktien-Gesellschaft für Bergbau- und Eisenhüttenbetrieb, 1905.
Katzer, Friedrich, Dr., Bergrat, Vorstand der Bosnisch-herzegow. Geologischen Landesanstalt, 1900. Sarajevo.
Kaufholz, Dr., Professor, Oberlehrer, 1893. Goslar, Vogelsang 4.
Kaunhowen, F., Dr., Kgl. Landesgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Kayser, Emanuel, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, Direktor des Geologischen Instituts der Universität, 1867. Marburg in Hessen.
Keidel, H., Dr., Staatsgeologe, Chef der Sección Geología (d. División de Minas, Geología é Hidrología), 1909. Buenos Aires, Maipú 1241.
* Keilhack, Konrad, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1880. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Kemmerling, G. L. L., Dipl.-Bergingenieur, 1910. Maastricht (Holland); z. Z. Freiburg i. B., Hildastr. 49.
* Keßler, Paul, Dr., 1907. Saarbrücken.
Keyßer, Carl, Bergreferendar, 1909. Celle, Bohlenweg 21; vom 1. X. 1911 ab: Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Kirschstein, Egon Fr., Geologe und Forschungsreisender, 1902. Berlin NW 52, Paulstr. 15 II.
Kirste, Ernst, Lehrer am Karolinum, 1910. Altenburg, Ziegelstr. 38.
Klaehn, Hans, Dr., 1910. Straßburg i. E.
Klauß, Oskar, Bergwerksdirektor, 1908. Hannover, Hohenzollernstr. 25.
* Klautzsch, Adolf, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Klebs, Richard, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe a. D., 1879. Königsberg i. Pr., Schönstr. 7.
Klein, W. C., Districtsgeoloog für Süd-Limburg, 1910. Heerlen, Niederlande.
Klemm, Gustav, Dr., Bergrat, Professor, Großherzogl. Hess. Landesgeologe, 1888. Darmstadt, Wittmannstr. 15.
Klewitz, Otto, Bergreferendar, 1909. Klein-Lübars bei Groß-Lübars, Reg.-Bez. Magdeburg.
Klien, Walter, Dr., I. Assistent am Geologischen Institut und der Bernsteinsammlung, 1910, Königsberg i. Pr.

Klinghardt, Franz, cand. geol., 1910. Frankfurt a. M., Finkenhofstr. 44.

Klockmann, Friedrich, Dr., Prof., Geh. Regierungsrat, 1879. Aachen, Technische Hochschule.

Knauer, Joseph, Dr., Geologe, 1907. Schlehdorf bei Kochel (Oberbayern).

Knod, Reinhold, Dr., 1907. Trarbach a. d. Mosel.

Koch, Max, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe a. D., 1884. Berlin W, Frankenstr. 7.

Koehne, Werner, Dr., Kgl. Geologe, 1902. München, Ludwigstr. 16.

Koken, Ernst, Dr., Professor, 1882. Tübingen.

Kolbeck, Friedrich, Dr., Professor a. d. Kgl. Bergakademie, Oberbergrat, 1901. Freiberg, Sachsen.

Kolesch, Dr., Professor, Oberlehrer, 1898. Jena, Forstweg 14.

* von Koenen, Adolf, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1863. Göttingen.

v. Komorowicz, M., 1911. Charlottenburg, Suarezstr. 32.

Königsberg i. Pr., Königliche und Universitäts-Bibliothek, 1909.

Korn, Joh., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Koroniewicz, Paul, Dr., 1910. Warschau, Geologisches Institut des Kaiserl. Polytechnikums.

* Koert, Willi, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Krahmann, Max, Professor, Bergingenieur, Dozent für Bergwirtschaftslehre an der Kgl. Bergakademie, Privatdozent an der Techn. Hochschule, 1889. Berlin NW 23, Händelstr. 6.

Kraisz, Alfred, Dr., 1909. Coburg, Gymnasiumsgasse 5.

Kraencker, Jakob, Dr., Oberlehrer, 1907. Straßburg i. E., Graumannsgasse 11.

Krantz, Fritz, Dr., Teilhaber der Firma Dr. F. Krantz, Rheinisches Mineralien-Kontor, 1888. Bonn, Herwarthstraße 36.

Kranz, W., Hauptmann, 1909. Swinemünde in Pommern, Moltkestr. 13.

Krause, Carl, Dr.-Ing., Beratender Bergingenieur, 1910. Lüderitzbucht.

* Krause, Paul Gustaf, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1889. Eberswalde, Bismarckstr. 26.

Krauß, Hans, cand. geol., 1910. Charlottenburg, Grolmanstraße 60.

Krenkel, E., Dr., 1907. Dresden-Blasewitz, Schulstr. 14.
Kretschmer, Franz, Bergingenieur und Bergbaubetriebsleiter, 1899. Sternberg (Mähren).
* Krollpfeiffer, Georg, cand. geol., 1910. Berlin NW 21, Bochumer Str. 9.
* Kronecker, W., Assistent am Geol.-Paläontol. Institut, 1910. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
* Krusch, Paul, Dr., Professor, Abteilungsdirigent a. d. Geol. Landesanstalt, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
* Kühn, Benno, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent a. d. Bergakademie, 1884. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
* Kukuk, Bergassessor, Geologe der Westfälischen Berggewerkschaftskasse, 1907. Bochum, Bergschule.
Kumm, August, cand. phil., 1911. Mühlhausen i. Thür., Obere Johannisstr. 27.
* Kuntz, Julius, Diplom-Ingenieur, beratender Bergingenieur und Montangeologe, 1905. Steglitz bei Berlin, Hohenzollernstr. 3.
* Lachmann, Richard, Dr., Bergreferendar, 1909. Hamburg, Magdalenenstr. 2.
Lang, Richard, Dr., Assistent am Mineralogisch-Geologischen Institut der Universität, 1909. Tübingen.
Laspeyres, Hugo, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1865. Bonn, Königstr. 33.
van der Leeden, Dr., Assistent am Mineralog.-Petrograph. Institut der Universität, 1910. Charlottenburg, Windscheidstr. 10.
* Lehmann, E., Dr., Bergreferendar a. D., Assistent am Mineral.-Geol. Institut der Kgl. Techn. Hochschule, 1908. Danzig-Langfuhr.
Lehmann, P., Dr., Realgymnasialdirektor, 1898. Stettin, Grabower Str. 24.
Lenk, Hans, Dr., Professor, 1888. Erlangen.
Leonhard, Richard, Dr., Professor, 1894. Breslau, Kronprinzenstr. 72.
* Leppla, August, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Lepsius, Richard, Dr., Professor, Geh. Oberbergrat, 1872. Darmstadt, Goethestr. 15.
Leuchs, Kurt, Dr., 1907. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.
Lewis, Alfred Amos, 1904. Gympie, Queensland, Lawrence Street.

Liebrecht, F., cand. geol., 1909. Marburg, Biegenstraße 34 III.

van Lier, Bergingenieur, 1907. Basel, Münsterplatz 7.

Linck, Gottlob Ed., Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1883. Jena.

Lindemann, A. F., 1884. Sidholme, Sidmouth, Devon (England).

Lindemann, Bernh., Dr., 1907. Göttingen, Düstere Eichenweg 19.

* von Linstow, Otto, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1897. Berlin N4, Invalidenstr. 44.

Lissón, Carlos, Professor, 1908. Lima (Peru).

von Loesch, Karl Christian, Dr. phil., Referendar a. D., 1907. München, Leopoldstr. 6.

Löscher, Dr., Oberlehrer, 1909. Cassel, Wilhelmshöher Allee 89 I. Ab 1. IV. 1911: Essen-W.

* Lotz, Heinrich, Dr., Kgl. Bezirksgeologe a. D., 1898. Charlottenburg, Berliner Str. 57.

Loewe, Bergassessor a. D., Dr., Direktor des Kaliwerks Friedrich Franz, 1910. Lübtheen (Mecklenburg).

von Löwenstein zu Löwenstein, Hans, Bergassessor, Geschäftsführer des Vereins für die bergbaulichen Interessen im Oberbergamtsbezirk Dortmund, 1907. Essen (Ruhr), Bibliothek des Bergbau-Vereins.

Ritter von Łozinski, Walery, Dr., 1907. Lemberg (Galizien), Ul. Kopernika 58 II.

Lucius, Michel, Lehrer, 1909. Luxemburg-Gare.

Lucke, O., Bergassessor a. D., 1878. Breslau II, Tauenzienstraße 25 pt.

Lüdtke, Oberlehrer, Dr., 1908. Bromberg, Elisabethstraße 43 A.

Lyman, Benjamin Smith, Bergingenieur, 1870. Philadelphia (Pa.), Locust Street 708, U. St.

Macco, Albr., Bergassessor und Kgl. Berginspektor a. D., 1897. Brühl, Bez. Cöln, Clemens-August-Str. 53.

Madsen, Victor, Dr., Staatsgeologe, 1892. Kopenhagen, Kastanievej 10.

Maier, Ernst, Professor, Dr., 1908. Santiago (Chile), Casilla 1559.

Martin, J., Dr., Professor, Direktor d. Naturhist. Museums, 1896. Oldenburg, Herbartstr. 12.

Martin, Karl, Dr., Professor, 1873. Leiden (Holland).

Mascke, Erich, Dr., 1901. Göttingen, Rheinhäuser Chaussee 6.

* Graf von Matuschka, Franz, Dr., 1882. Berlin W 30, Bamberger Str. 15 I.
McClelland Henderson, J., Dr., Bergingenieur, 1895. Johannesburg (Transvaal), P. O. Box 1146.
Mentzel, H., Kgl. Berginspektor und Bergassessor, 1905. Buer (Westfalen), Löchter N 40.
* Menzel, Hans, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Merzbacher, Gottfried, Dr., Professor, 1906. München, Möhlstr. 25.
* Mestwerdt, Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
* Meyer, Erich, Dr., Kgl. Geologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Meyer, Erich Oskar, cand. geol., 1907. Breslau, Schuhbrücke 38.
* Meyer, Hermann, L. F., Dr., Privatdozent, 1905. Gießen, Mineralogisches Institut.
* Michael, Richard, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent a. d. Bergakademie, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Michels, Xaver, Gutsbesitzer, 1902. Andernach a. Rh.
Milch, Ludwig, Dr., Professor, 1887. Greifswald, Schützenstraße 12.
Mitzopulos, Constantin, Dr., Professor, 1883. Athen, Akademiestr. 71.
Möhle, Fritz, Dr., Direktor, 1902. Hagen i. Westf., Bußkrugstr. 54 II.
Möhring, Walther, Dr., Geologe der Compañía Argentina de Perforaciones, 1909. Buenos Aires, Argentinien, Calle 25 de Mayo 293.
Molengraaff, G. A. F., Dr., Professor, 1888. s'Gravenhage (Holland), Jul. van Stolberg-Laan 43.
Monke, Heinrich, Dr., 1882. Berlin-Wilmersdorf, Jenaer Straße 7.
Mordziol, C., Dr., 1908. Aachen, Geol. Sammlung der Kgl. Techn. Hochschule.
Morgenstern, Karl, Kaufmann, 1897. Zehlendorf, Wannseebahn, Alsenstr. 42.
Mühlberg, Johannes, Hoflieferant, Kgl. Rumänischer Konsul, 1905. Dresden-A., Webergasse 32.
Mühlberg, Max, Dr., Professor, 1899. Aarau (Schweiz).
* Müller, Aug., Dr., 1908. Charlottenburg, Leibnizstr. 85. Naturwissenschaftliche Lehrmittelanstalt.

Müller-Herrings, Paul, Bergreferendar, 1909. Colmar i. E., Bruatstr. 6 II.

Mülter, H. F., Bohrunternehmer, 1910. Königslutter, Herzogt. Braunschweig.

München, Bibliothek des Paläontologisch-Geologischen Instituts, 1905. Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.

Mylius, Hugo, Dr., 1907. München, Geol. Institut der Universität, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.

Nägele, E., Verlagsbuchhändler, 1905. Stuttgart, Hasenbergsteige 1.

Naumann, Edmund, Dr., 1898. Frankfurt a. M., Zeil 114.

* Naumann, Ernst, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Neubauer, Bergrat, Repräsentant und Direktor der Gewerkschaft Ludwig II., 1894. Staßfurt.

Niedzwiedzki, Julian, Dr., Professor, Hofrat, 1873. Lemberg, Technische Hochschule.

Baron Nopcsa, Franz, Dr., 1903. Ujarad, Temesmegye, Ungarn.

Nötling, Fritz, Dr., Hofrat, 1903. Hobart (Tasmanien), The Nook, Sandy Bay.

Oebbeke, Konrad, Dr., Professor, 1882. München, Techn. Hochschule, Arcisstr. 21.

* Obst, E., Dr., Leiter der Ostafrika-Expedition der Hamburger Geographischen Gesellschaft, 1909. Daressalam, Firma Hansing & Co.

Öhmichen, H., Bergingenieur, 1899. Düsseldorf, Leopoldstraße.

Ollerich, Ad., 1891. Hamburg, Central-Hotel, Rontzelstraße. 68.

* Oppenheim, Paul, Dr., Professor, 1889. Groß-Lichterfelde, Sternstr. 19.

Ordoñez, Ezequiel, Mining Geologist and Engineer, 1898. Mexico city, Mexico 2a, General Prim 37.

Orth, Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1869. Berlin W, Zietenstr. 6 B.

Osann, Alfred, Dr., Professor, 1883. Freiburg i. Br.

Oestreich, Karl, Dr., Professor, 1908. Utrecht.

Papavasiliou, S. A., Dr., Bergingenieur, 1908. Naxos (Griechenland).

v. Papp, Karl, Dr., Geologe an der kgl. Ungarischen Geolog. Reichsanstalt, 1900. Budapest, Stefánia út 14.

Passarge, Siegfried, Dr., Professor, 1894. Wandsbeck bei Hamburg.

Paulcke, W., Dr., Professor, 1901. Karlsruhe, Technische Hochschule.

Penck, Albrecht, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, Direktor des Instituts für Meereskunde und des Geogr. Instituts der Universität, 1878. Berlin NW 7, Georgenstr. 34/36.

Penecke, K., Dr., Professor, 1881. Czernowitz, Residenzgasse 1a.

Person, Paul, Kaufmann, 1901. Hannover, Adelheidstr. 6.

* Petrascheck, Wilhelm, Dr., Sektionsgeologe der k. k. Geolog. Reichsanstalt, 1901. Wien III, Rasumoffskygasse 23.

Pfaff, F. W., Dr., Kgl. Landesgeologe, 1887. München, Herzogstr. 7 II.

Pflücker y Rico, Dr., 1868. Lima (Peru).

Philipp, Hans, Dr., 1903. Greifswald, Steinbeckerstr. 43.

Philippson, Alfred, Dr., Professor, 1892. Halle a. S., Hardenbergstr. 6. Ab 1. April: Bonn, Königstr. 1.

* Picard, Edmund, Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Pietzcker, Franz, Dr., 1909. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Pietzsch, Kurt, Dr., Geologe der Kgl. Sächs. Landesanstalt, 1908. Leipzig, Talstr. 35 II.

Plieninger, Felix, Dr., Professor, 1891. Landwirtschaftl. Hochschule Hohenheim bei Stuttgart.

Počta, Phil., Dr., Professor, 1908. Prag, Karlsplatz 21.

Pohlig, Hans, Dr., Professor, 1886. Bonn, Reuterstr. 43.

Polster, Bergrat, 1896. Weilburg.

Pompeckj, Jos. Felix, Dr., Professor, 1898. Göttingen.

* Pontoppidan, Harald, 1907. Hamburg, Claus Grothstr. 12.

Porro, Cesare, Dr., 1895. Carate Lario (Prov. di Como), Italien.

Portis, Alessandro, Dr., Professor, 1876. Rom, Museo geologico della Università.

Posen, Naturwissenschaftliche Abteilung der Deutschen Gesellschaft für Kunst und Wissenschaft. 1909. (Zu senden an: Herrn Professor Könnemann, Posen W 3, Carlstr. 19.

* Potonié, Henry, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe, Dozent a. d. Kgl. Bergakademie, 1887. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Precht, H., Dr. h. c., Professor, Mitglied des Grubenvorstandes und Fabrik-Direktor des Salzbergwerkes Neustaßfurt, 1909. Neustaßfurt bei Staßfurt.

Pressel, K., Dr., Professor, 1907. München, Victor-Scheffel-Straße 8 III r.

* von Prondzynski, Vincenz, Direktor, 1902. Hannover, Hildesheimer Str. 198.
* Quaas, Arthur, Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Quelle, Otto, Dr., 1903. Gotha, J. Perthes Geogr. Anstalt. Ab 1. April: Bonn, Geographisches Institut der Universität.
* Quitzow, W., Dr., Kgl. Geologe, 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Raefler, Friedrich, Dr., Bergreferendar, 1908. Gera (Reuß), Nikolaistr. 1.
Ramann, Emil, Dr., Professor, 1898. München, Zieblandstraße 16.
Range, Paul, Dr., Kaiserl. Geologe, Leiter der Bohrkolonne Süd, 1905. Kuibis, Deutsch-Südwestafrika, via Lüderitzbucht.
Rassmuss, Hans, cand. geol., 1910. Berlin W 50, Kurfürstendamm 14.
Rau, K., Dr., Forstamtmann, 1905. Schussenried (Württemberg).
* Rauff, Hermann, Dr., Professor, 1877. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
* Reck, Hans, Dr., 1908. Berlin N 4, Invalidenstr. 43, Geol. Institut der Universität.
Regel, Fritz, Dr., Professor der Geographie, 1892. Würzburg, Uhlandstr. 12 I.
Regelmann, C., Rechnungsrat a. D., 1896. Stuttgart, Cottastr. 3.
Baron von Rehbinder, Boris, Dr., 1902. St. Petersburg, Berginstitut, Quart. 15.
Reich, Max, Professor, Dr. med., 1908. Berlin W 30, Motzstr. 85.
Reinisch, Dr., Professor, 1905. Leipzig-Co., Südstr. 123.
Reiser, K., Dr., Professor, 1906. München, Liebigstr. 16 II.
Remelé, Ad., Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1866. Eberswalde, Forstakademie.
Renner, Bergreferendar, 1911. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Renz, Karl, Dr., Privatdozent, 1903. Breslau XVIII, Eichendorfstr. 53.
Renning, Ernst, Dr., Prokurist der Deutschen Kolonialgesellschaft für Südwestafrika, 1910. Lüderitzbucht.
Richter, Professor, 1898. Quedlinburg, Bahnhofstr. 6.
Richter, Rudolf, Dr., 1907. Frankfurt a. M., Varrentrappstraße 53 III.

Riedel, Adolf, cand. geol., 1910. Braunschweig, Gaußstraße 25.

* Rimann, E., Dr., Dipl. Bergingenieur und Dipl. Markscheider, Privatdozent am Mineralog.-Geol. Institut der Techn. Hochschule, 1908. Dresden.

Rinne, Fritz, Dr., Professor, Geheimer Regierungsrat, 1887. Leipzig, Mineral. Institut der Universität, Talstr. 35.

Röchling, W., Bergreferendar, 1908. Saarbrücken, Kanalstraße 1.

Röhrer, Friedr., Lehramtspraktikant, 1910. Pforzheim, Nebeniusstr. 11 I.

* Romberg, Jul., Dr., 1889. Berlin W 30, Heilbronner Straße 9.

Rosenbusch, H., Dr., Professor, Geheimer Rat, 1872. Heidelberg.

Rosenfeld, Paul, Dr., Rechtsanwalt, 1910. Berlin SW, Anhaltstr. 16/17.

Rothpletz, August, Dr., Professor, 1876. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.

Rumpf, Joh., Dr., Professor, 1876. Graz, k. k. Polytechnikum.

Ruska, Julius, Dr., Professor, 1907. Heidelberg, Mozartstraße 13.

Rutten, L., Dr., 1907. Soerataja, Java, Shanghai und Hongkong Bank.

Sabersky-Mussigbrod, Dr., 1890. Warm Springs, 51 Dear Lodge County (Montana).

Salfeld, H., Dr., Privatdozent für Geologie und Paläontologie, 1905. Göttingen, Geologisches Institut.

* Salomon, Wilhelm, Dr., Professor, 1891. Heidelberg, Geologisches Institut der Universität, Hauptstr. 52 II.

Sapper, Karl, Dr., Professor, 1888. Straßburg i. E., Herderstraße 28 II.

Sauer, Adolf, Dr., Professor, Vorstand d. Kgl. Württ. Geol. Landesaufnahme, 1876. Stuttgart, Mineralog.-Geolog. Institut der Kgl. Technischen Hochschule, Seestr. 124.

Schalch, Ferdinand, Dr., Großherzogl. Bad. Landesgeologe, Geheimer Bergrat, 1876. Freiburg i. Br., Rosastr. 11.

* Scheibe, Robert, Dr., Professor, Mitarbeiter der Königl. Geol. Landesanstalt, 1885. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

* Schenck, Adolf, Dr., Professor, 1879. Halle a. S., Schillerstraße 7.

Scherber, P., Dr., Admiralitätsrat, 1911. Berlin W 15, Lietzenburger Str. 5 pt.

Schindehütte, Georg, Dr., 1906. Kassel, Fünffensterstr. 8 I.
* Schjerning, W., Dr., Direktor des Kaiser Wilhelms-Realgymnasiums, 1905. Berlin SW 68, Kochstr. 66 I.
Schlagintweit, Otto, Dr., 1907. Rostock, Friedrichstraße 23 A II.
* Schlee, Paul, Dr., Oberlehrer, 1905. Hamburg 24, Immenhof 19.
Schlenzig, J., Dipl.-Ingenieur, Bergwerksdirektor, 1898. Klingental in Sachsen.
Schlippe, O., Dr., 1886. Leipzig-Gohlis, Menckestr. 18.
* Schlunck, Joh., Dr., Kgl. Geologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Schmeißer, Karl, Kgl. Berghauptmann und Oberbergamtsdirektor, 1900. Breslau, Taschenstraße.
Schmidle, W., Direktor der Oberrealschule, 1909. Konstanz (Baden).
Schmidt, Adolf, Dr., Professor, 1879. Heidelberg, Zwingerstr. 2.
Schmidt, Axel, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1905. Stuttgart, Büchsenstr. 56.
* Schmidt, Carl, Dr., Professor, 1888. Basel, Münsterplatz 6/7.
Schmidt, Martin, Dr., Kgl. Landesgeologe, Privatdozent, 1896. Stuttgart, Büchsenstr. 56 II.
* Schmidt, W. Erich, Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
* Schmierer, Th., Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Schnarrenberger, Karl, Dr., Großherzogl. Badischer Landesgeologe, 1904. Freiburg i. B., Bismarckstr. 7.
* Schneider, Otto, Dr., Kustos an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Scholz, Dr., 1910. Berlin NW 52, Werftstr. 3 II.
* Schöppe, W., Dr.-Ing., Dipl.-Bergingenieur, 1907. Berlin O 17, Markgrafendamm 26.
Schottler, W., Dr., Bergrat, Landesgeolog, 1899. Darmstadt, Martinsstr. 93.
Schreiber, Geh. Bergrat, 1910. Schlachtensee bei Berlin, Waldemarstr. 43.
Schroeder, Ernst, Dr. phil., Fabrikbesitzer, 1909. Oberlahnstein a. Rh.
* Schröder, Henry, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Schrödter, E., Dr.-Ing. h. c., 1906. Düsseldorf, Jacobistraße 3/5.

Schubart, Hauptmann a. D., 1901. Marburg (Lahn), Obere Roserstr. 23 b.

* Schucht, F., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schuh, Friedr., cand. geol., 1911. Nürnberg, Lenbachstr. 17.

* Schulte, Ludw., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schulz, Eugen, Dr., Bergrat, 1879. Cöln-Lindenthal, Geibelstraße 33 I.

Schulze, Gustav, Dr., 1907. München, Geol.-Paläont. Institut, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.

Schumacher, E., Dr., Landesgeologe, Bergrat, 1880. Straßburg i. Els., Nikolausring 9.

* Schünemann, Ferdinand, Bergassessor, 1905. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Schuster, Julius, Dr., Botaniker., 1909. München, Hildegardstr. 8 part.

Schwarz, Hugo, Dr., Assistent an der Kgl. Bergakademie, 1907. Clausthal (Harz).

Schwarzenauer, Bergwerksdirektor, 1908. Helmstedt.

Schwertschlager, Jos., Dr., Professor, 1908. Eichstätt (Mittelfranken).

Scipio, W., Regierungsassessor a. D., 1906. Mannheim, N 5.

Scupin, Hans, Dr., Professor, 1893. Halle a. S., Friedrichstraße 41.

* Seelheim, H., Dr., 1909. Berlin W 64, Unter den Linden 16, Bureau der Deutschen antarktischen Expedition.

Seemann, Friedrich, Dr., Privatdozent, Kustos am Städtischen Museum, 1909. Aussig a. E. (Böhmen).

Seidl, Erich, Bergassessor, 1910. Berlin N 4, Invalidenstraße 4.

von Seidlitz, W., Dr., Privatdozent, 1906. Straßburg i. Els.-Ruprechtsau, Parkstr. 9.

Seiffert, Dr., Kgl. Berginspektor und Bergassessor, 1906. Halle a. S., Königstr. 9.

Seligmann, Gustav, Bankier, 1873. Koblenz, Neustadt 5.

Selle, V., Dr., Bergassessor, 1909. Eisleben, Zeißingstraße 40.

Semmel, Johannes, Bergreferendar, 1910. München, Schellingstr. 3 III.

Semper, Max, Professor, Dr., Privatdozent, 1898. Aachen, Technische Hochschule.

von Seyfried, Ernst, Dr., Major a. D., Mitarbeiter der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1895. Wiesbaden, Dambachtal 30.

Sieber, Hans, Seminarlehrer, 1908. Dresden-Strehlen, Königl. Friedrich August-Seminar, Teplitzer Str. 16.

Siegen, Siegener Bergschulverein, E. V., 1910.

Siegert, Th., Dr., Professor, Oberbergrat, 1874. Radebeul-Oberlößnitz, Gabelsbergerstr. 1.

* Siegert, Leo, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Simons, Herbert, stud. geol., 1910. Berlin NW 40, Luisenplatz 6 I.

von Smoleński, Georg, Dr., 1908. Krakau, Ul. Gołębia 18.

Söhle, Ulrich, Dr., Bergingenieur, 1891. Halle a. S., Tiergartenstr. 6.

Solger, Friedr., Dr., Privatdozent, z. Z. Professor a. d. Kaiserl. Universität zu Peking, 1900. Peking, China, Deutsche Post.

Sommermeier, Leopold, Dr., 1908. Berlin N 4, Invalidenstraße 106 II.

* Soenderop, Fritz, Dr., Kgl. Geologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Sorg, Bergassessor, 1905. Lipine (Oberschlesien), Schlesische Aktiengesellschaft für Bergbau und Zinkhüttenbetrieb.

Soergel, Wolfgang, cand. geol., 1909. Per Adr. Frau Professor Sarrassin, Freiburg i. Br., Bismarckstraße.

Spandel, Otto, 1910. Nürnberg, Verlag des General-Anzeigers f. Nürnberg-Fürth.

Spethmann, Hans, Dr., 1909. z. Z. Greifswald. Adresse: Lübeck, Moislinger Allee 32 A.

Speyer, Carl, Dr., 1907. München, Schönfeldtstr. 34 I l.

Spezia, Giorgio, Professor, 1872. Turin, Museo mineralogico, Palazzo Carignano.

Spitz, Wilhelm, 1907. Freiburg i. Br., Großherzogl. Bad. Geol. Landesanstalt, Bismarckstr. 7/9.

Spulski, Boris, Dr., Assistent am Geol. Institut der Universität, 1909. Königsberg (Pr.).

Stache, Guido, Dr., k. k. Hofrat, 1870. Wien III, Oetzeltgasse 10.

* von Staff, Hans, Dr., Privatdozent a. d. Universität 1909. Berlin W 66, Leipziger Straße 115/116.

Stahl, A. F., Bergingenieur, 1899. St. Petersburg, B. Bolotnaja 3.

Stappenbeck, Richard, Dr., Staatsgeologe, 1904. Buenos Aires (Argentinien), Division Minas, Geología é Hidrología, Calle Maipú 1241.

Steenhuis, J. F., mineral. et geol. doctorandus, 1909. Groningen (Niederlande), Werfstraat 9a.

Steenstrup, K. J. V., Dr., Mitglied der Kommission für Grönlands geologisch-geographische Untersuchung, 1889. Kopenhagen, Forchhammersvej 15.

Stein, Dr., Geh. Bergrat a. D., 1865. Halle a. S.

* Steinmann, Gustav, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. Bonn a. Rh., Poppelsdorfer Allee 98.

Sterzel, J. T., Dr., Professor, Direktor der städtischen wetterwissenschaftlichen Sammlung, 1877. Chemnitz, Heinrich-Beck-Str. 16.

Steuer, Alex., Dr., Bergrat, Großherzogl. Hess. Landesgeologe, 1892. Darmstadt, Roquetteweg 6.

Stille, Hans, Dr., Professor, 1898. Hannover, Geol. Institut der Kgl. Techn. Hochschule.

Stöber, F., Dr., Professor, 1896. Gand (Belgien), Université, rue de la roseraie.

* Stoller, J., Dr., Kgl. Geologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.

Stolley, Ernst, Dr., Professor, 1890. Braunschweig, Technische Hochschule.

Strafsburg i. E., Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Strafsburg, 1909. Straßburg i. E., Blessigstr. 1.

Strelin, Hugo, Dipl.-Ing., 1907. München, Karlsplatz 20 II.

* Stremme, Hermann, Dr., Privatdozent, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

Stromer von Reichenbach, Ernst, Dr., Professor, 1899. München, Alte Akademie, Neuhauser Str. 51.

* Struck, Rud., Dr. med., Professor, 1904. Lübeck, Ratzeburger Allee 14.

Strüver, Giovanni, Dr., Professor, 1864. Rom.

Stürtz, B., Mineralog. und paläontolog. Kontor, 1876. Bonn, Riesstr. 2.

Stutzer, O., Dr., Privatdozent für Mineralogie und Geologie an der Kgl. Bergakademie, 1904. Freiberg i. S.

Sueß, F. E., Dr., Professor, 1905. Wien III, Radetzkystr. 3.

Taeger, Heinr., Dr., 1910. Wien XVIII, Währinger Str. 133.

* Tannhäuser, Felix, Dr., Professor, Privatdozent, 1903. Charlottenburg, Mineral.-Geol. Institut der Techn. Hochschule.

Tarnowitz, Oberschlesische Bergschule, 1905.

Teßmar, Werner, Bergreferendar, 1908. Trier, Friedrich-Wilhelm-Str. 24.

Thenn, Fr., Rentier, 1909. München, Rumfordstr. 19 I.

Thoroddsen, Thorwaldur, Dr., Professor, 1885. Kopenhagen, V. Aaboulevard 27.

* Thost, Rob., Dr., Verlagsbuchhändler, 1891. Groß-Lichterfelde-Ost, Wilhelmstr. 27.

Thürach, H., Dr., Großherzogl. Bad. Bergrat und Landesgeologe, 1885. Freiburg i. B., Dreikönigstr. 48 II.

Tießen, Ernst, Dr., 1895. Friedenau bei Berlin, Friedrich-Wilhelm-Platz 6.

Tietze, Emil, Dr., Oberbergrat, Hofrat, Direktor der k. k. Geolog. Reichsanstalt, 1868. Wien III 2, Rasumoffskygasse 23.

* Tietze, O., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Tilmann, Norbert, Dr., 1907. Bonn, Geol.-Pal. Institut der Universität.

Tobler, August, Dr., Privatdozent, 1907. Basel, Münsterplatz 6, Geologisches Institut.

* Tornau, Fritz, Dr., Bezirksgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Tornquist, Alexander, Dr., Professor, 1891. Königsberg (Ostpr.), Geologisches Institut der Universität, Lange Reihe 4.

Toula, Franz, Dr., Hofrat, Professor, 1892. Wien VII, k. k. Techn. Hochschule, Kirchengasse 19.

Traube, Hermann, Dr., Professor, 1885. Berlin W 62, Burggrafenstr. 13.

Trauth, Friedrich, Dr., 1907. Wien VII, Siegmundsgasse 13.

Trummer, P. H., Kaufmann, 1909. Wandsbeck, Löwenstraße 25.

Tschermak, Gustav, Dr., Professor, k. k. Hofrat, 1871. Wien, Universität, Mineralog.-Petrograph. Institut.

Tschernyschew, Theodosius, Dr., Direktor des Comité géologique, 1892. St. Petersburg, Wassili Ostrow, 4. Linie 15.

Uhlemann, Alfred, Mitarbeiter der Königl. Sächs. Geolog. Landesanstalt, 1910. Plauen, Vogtland, Sedanstr. 14 II.

* Uhlig, Victor, Dr., Professor, 1881. Wien I, k. k. Universität, Franzensring.

* Ullrich, Oberbergamtsmarkscheider, 1904. Breslau, Königl. Oberbergamt.

Ulrich, Dr., Geh. Sanitätsrat, 1902. Berlin O, Fruchtstr. 6.

Ulrich, A., Dr., 1886. Leipzig, Thomaskirchhof 20.

Vacek, Michael, Chefgeologe und Vizedirektor der k. k. Geol. Reichsanstalt, 1882. Wien III, Rasumoffskygasse 23.

Vater, Heinrich, Dr., Professor, 1886. Tharandt, Forst-Akademie.

Verloop, J. H., Dr., 1907. Hilversum (Holland), P. C. Hooftweg 9.

Viebig, Bergassessor, 1907. Kray bei Essen, Zeche Ver. Bonifacius.

Vischniakoff, N., 1876. Moskau, Gagarinsky, Peroulok 18.

Vogel, Berghauptmann a. D., 1906. Bonn, Drachenfelsstraße 3.

Vogel, Heinr., Assistent am Geol. Institut der Techn. Hochschule, 1908. Aachen.

Vogel, Fr., Dr., Professor, 1884. Friedenau, Rembrandtstraße 12.

Vogel von Falckenstein, K., Dr., Privatdozent an der Forstakademie, 1910. Eberswalde, Breite Straße 15.

Vogt, J. H. L., Professor, 1891. Christiania.

Voigt, Kaufmann, 1901. Braunschweig, Schöppenstedter Straße 35.

Voit, Friedrich W., Dr., Bergingenieur, Kaiserl. Geologe, 1901. Windhuk, Deutsch-Südwestafrika.

Volz, Wilhelm, Dr., Professor, 1894. Breslau XVI, Parkstraße 32.

Vorwerg, Hauptmann a. D., 1894. Warmbrunn.

Wagner, Richard, Oberlehrer an der Ackerbauschule, 1886. Zwätzen bei Jena.

* Wahnschaffe, Felix, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Abteilungsdirigent a. d. Kgl. Geol. Landesanstalt, 1875. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Freiherr Waitz von Eschen, Friedrich, Dr., 1902. Ringenkuhl bei Großalmerode.

Waldenburg i. Schles., Niederschlesische Steinkohlen-Bergbau-Hülfskasse, 1864. Waldenburg i. Schl., z. H. der Direktion der Niederschlesischen Bergschule.

Waldschmidt, Ernst, Dr., Professor, 1885. Elberfeld, Grifflenberg 67.

Walther, Joh., Dr., Professor, 1883. Halle a. S., Domstraße 5.

Walther, Karl, Dr., 1902. Montevideo (Uruguay), Instituto de Agronomía.

Wanner, J., Dr., Privatdozent, 1907. Bonn, Goethestr. 8.

Warmbrunn, Reichsgräflich Schaffgotsch'sche Majoratsbibliothek, 1910. Warmbrunn i. Schl.

van Waterschoot van der Gracht, Mr. W. A. J. M., Ingenieur-Directeur der Rijksopsporing van Delfstoffen, 1909. 's Gravenhage, Cremerweg 6.

Weber, E., Dr., Tonwerkbesitzer, 1881. Schwepnitz i. S.

* Weber, Maximilian, Dr. phil. et med., Professor, 1899. München, Gabelsbergerstr. 73 III.

Wedde, H., Dr., Professor, Oberlehrer, 1909. Halberstadt.

Wedding, Bergreferendar, 1907. Ilsenburg a. Harz.

Wedekind, Rudolf, Dr., 1907. Göttingen, Mauerstr. 21.

Wegner, Richard, 1908. Breslau XIII, Kaiser-Wilhelm-Straße 103.

Wegner, Th., Dr., Privatdozent, 1904. Münster i. W., Pferdegasse 3.

Weigand, Br., Dr., Professor, 1879. Straßburg i. Elsaß, Schießrain 7.

Weinschenk, Ernst, Dr., Professor, 1896. München, Flüggenstraße 11.

Weise, E., Professor, 1874. Plauen im Vogtlande.

Weiser, Friedr. Moritz, cand. geol., 1910. Leipzig-Eutritzsch, Delitzscher Str. 71 I.

Weiß, Arthur, Dr., Physiker am Technikum, 1895. Hildburghausen, Schloßgasse 9 part.

* Weissermel, Waldemar, Dr., Privatdozent, Kgl. Bezirksgeologe, 1891. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Welter, Otto, Dr., 1907. Bonn, Beringstr. 4.

Wentzel, Jos., Dr., Realschul-Professor, 1889. Laibach.

Wepfer, Emil, Dr. phil., 1908. Freiburg i. Br., Hebelstr. 40 (Geol. Institut der Universität).

Wermbter, Hans, Dr., Professor, Oberlehrer, 1904. Hildesheim, Friesenstr. 13 I.

* Werth, Emil, Dr., Kartograph der Königl. Preuß. Landesaufnahme, 1908. Wilmersdorf bei Berlin, Binger Str. 17.

van Werveke, Leopold, Dr., Bergrat, Landesgeologe, 1879. Straßburg i. Els., Ruprechtsau, Adlergasse 11.

Wetzel, Walter, Dr., Assistent am Mineralogischen Institut und Museum, 1910. Kiel.

* Wichmann, Artur, Dr., Professor, 1874. Utrecht (Niederlande), Universität.

Wichmann, R., Dr., 1909. Hamburg 23, Richardstraße 88.

Widenmeyer, Oscar, Direktor, Dipl.-Ingenieur, 1906. Bukarest, p. Adr. Prima Societate Romana de Foraj.

* Wiegers, Fritz, Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Wien, k. k. Universitäts-Bibliothek, 1881.

Wigand, G., Dr., Lehrer an der höheren Bürgerschule, 1888. Rostock, Alexandrinenstr. 45 C.

Wilckens, Otto, Dr., Professor, 1901. Jena, Reichardtstieg 4.

* Wilckens, Rudolf, Dr., Assistent am Geol.-Paläontol. Institut der Universität, 1909. Greifswald.

Willmann, Karl, cand. rer. nat., 1911. Freiburg i. Br., Hildastr. 40.

Windhausen, Anselm, Dr., Staatsgeologe, 1903. Buenos Aires, Argentinien, Maipú 1241.

Wittich, E., Dr. San Antonio-Platanzion, Rio Manzo, Staat Vera Cruz, Mexiko.

Wójcik, Kasimir, Dr., Privatdozent und Assistent am Geol. Institut in Krakau, 1908. Krakau, St. Anna-Gasse 6.

Woldřich, Dr., Professor, 1910. Prag (zurzeit Berlin C 54, Linienstr. 87 II).

Wolf, Th., Dr., Professor, 1870. Dresden-Plauen, Hohe Straße 62.

von Wolff, Ferdinand, Dr., Professor, 1895. Danzig-Langfuhr, Technische Hochschule, Mineral.-Geologisches Institut.

* Wolff, F. M., Dr., 1908. Berlin NW, In den Zelten 11.

* Wolff, Wilhelm, Dr., Kgl. Landesgeologe, 1893. Frohnen bei Berlin, Markgrafenstraße.

Wülfing, Ernst Anton, Dr., Professor, 1887. Heidelberg, Röderweg 7.

* Wunstorf, W., Dr., Kgl. Bezirksgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

Wurm, Adolf, Dr., Assistent am Geol. Institut der Universität, 1910. Heidelberg.

Würzburg, Mineralogisch-Geologisches Institut der Kgl. Universität, 1909.

Wüst, Ewald, Dr., a. o. Professor, 1901. Kiel, Mineralog. Institut.

Wysogórski, Joh., Dr., Assistent am Geol.-Paläontol. Institut, 1898. Breslau, Schuhbrücke 38/39.

Young, Alfred P., Dr., 1895. London, per Adr. Messrs. Grindlay and Co., Parliament Street 54.

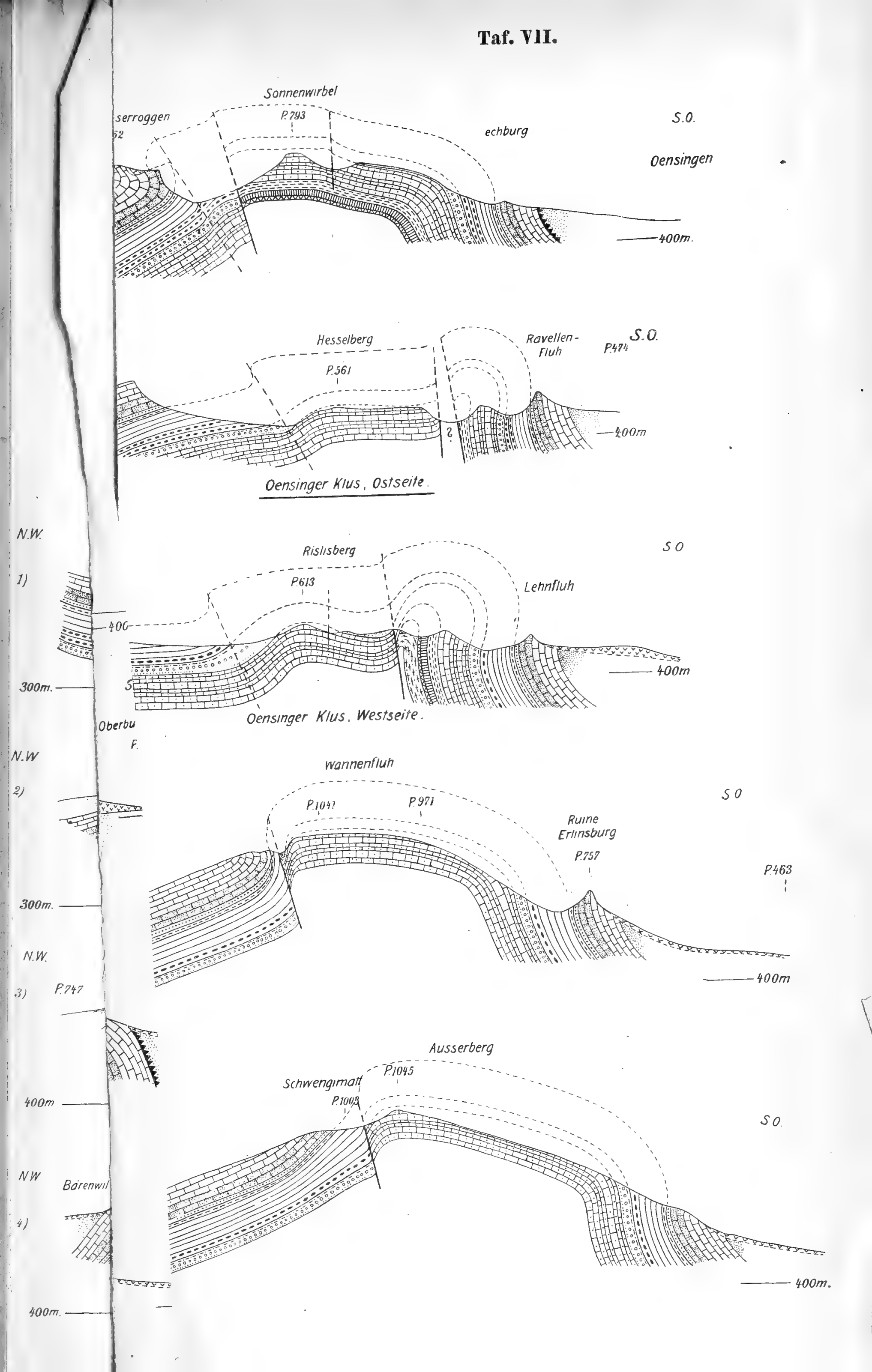
* Zache, E., Dr., Professor, Oberlehrer, 1891. Berlin O 17, Küstriner Platz 9 II.

von Zahn, Gustav Wilhelm, Dr., Privatdozent an der Universität und Dozent an der Handelshochschule, 1905. München, Geographisches Institut der Universität.

* Zechlin, Konrad, Apotheker, 1906. Salzwedel.
Zeise, Oskar, Dr., Landesgeologe a. D., Bureau für wirtschaftliche Geologie, 1886. Berlin W 57, Elßholzstraße 15 pt.
Ziervogel, Herm., Dr., Dipl.-Bergingenieur, Großherzogl Bergmeister, 1908. Karlsruhe, Zähringerstr. 65.
Zimmer, Robert, Bergwerksunternehmer, 1901. Cassel-Wilhelmshöhe, Schloßteichstr. 13.
* Zimmermann, Ernst, Dr., Professor, Kgl. Landesgeologe 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
* Zimmermann, Ernst, Dr., Assistent an der Kgl. Bergakademie zu Berlin, 1909. Berlin NW 52, Melanchthonstr. 14.
Zirkel, Ferdinand, Dr., Professor a. D., Geheimer Rat, 1865 Bonn, Königstr. 2 A.
Zobel, Rektor, 1910. Groß-Lichterfelde W., Ringstr. 10a.
Zuber, Rudolf, Dr., Professor an der Universität, 1897, Lemberg (Galizien), Universität, Geologisches Institut.


Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1910
Tafel VI
Geologische Skizze des Tschamdagh bei Adabasar
Phyllit
Versteinerungsleere Arkose
Devonischer Schiefer
Devonischer Kalk
Kretazeischer Kalk
Saures Eruptivgestein
Basisches Eruptivgestein
Löss der Sakaria-Aue
Fluss
Fahrweg
Reitweg
Furt
Fähre
Dorf
Stadt
Eisenbahn.
Schwarzes Meer
Sakaria
Adabasar
1:200 000.
Geologische Karte des Weges von Samsun bis Poluschere bei Malatia
Andesit
Porphyr
Serpentin
Melaphyr
Basalt
Basaltische Tuffe u. Schuttmassen
Geschieferter Diabas
Schiefer
Kalksteinlinsen
vermutlich Obere Kreide
vermutlich Eocän
und zwar: st Sandstein
m Mergel
k Kalkstein
h Schieferton
y Gips
Quarzit
Quartärbildungen (horizontale Schotter, Sande u. Tegel)
Schotter der jüngeren Terrassen u. Schuttkegel
Alluvionen
Salzseen
Fundpunkt von Versteinerungen.
Maßstab 1:400000
Samsun
Amasia
Tokad
Siwas
Malatia
Poluschere
Euphrat





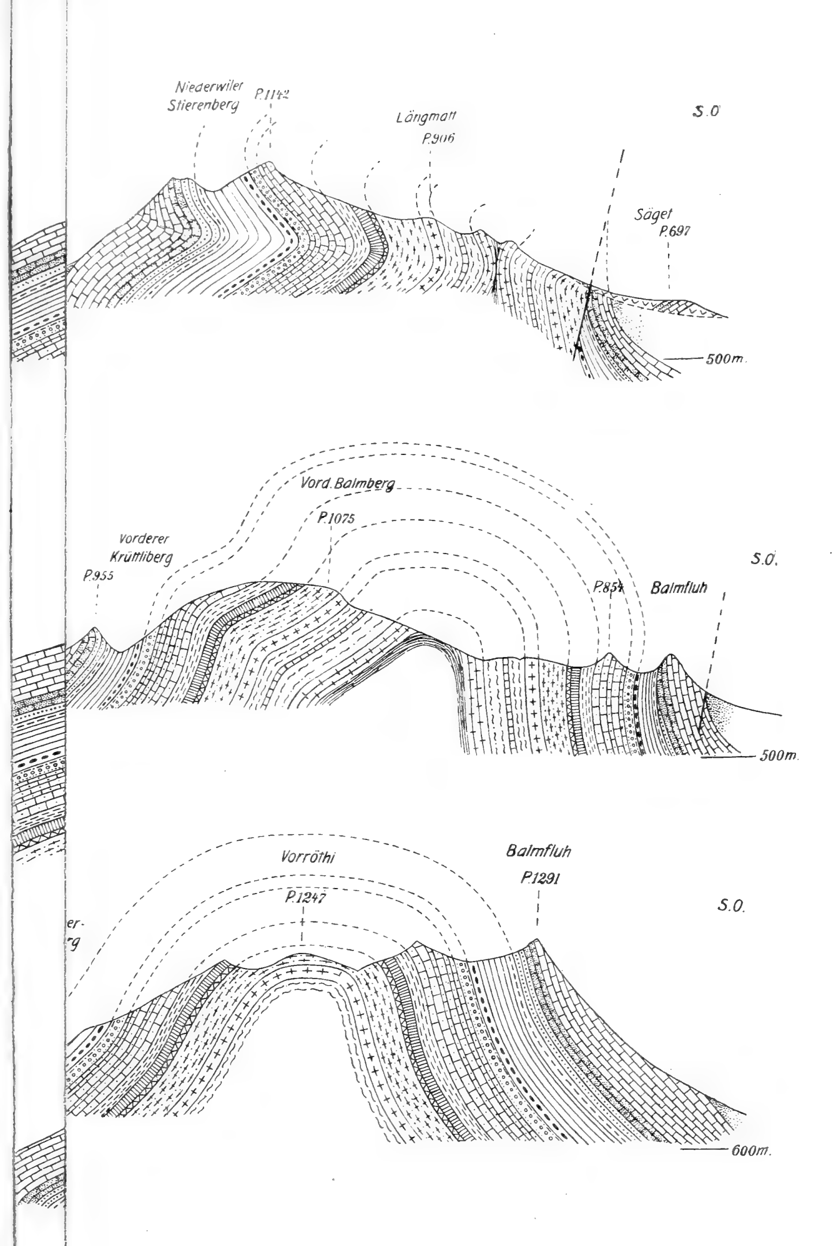
Sonnenwirbel
P.793
serroggen
52
echburg
S.O.
Oensingen
400m.
Hesselberg
P.561
Ravellen-
Fluh
P.474
S.O.
400m
Oensinger Klus, Ostseite.
N.W.
1)
400
300m.
Rislisberg
P.613
Lehnfluh
S O
400m
Oensinger Klus, Westseite.
Oberbu
N.W
2)
Wannenfluh
P.1041
P.971
Ruine
Erlinsburg
P.757
S O
P.463
300m.
400m
N.W.
3)
P.747
Ausserberg
P.1045
Schwengimatt
P.1003
S O.
400m
NW
Bärenwil
4)
400m.
400m.



30 Querprofile der Weißensteinkette.



Taf. VIII.

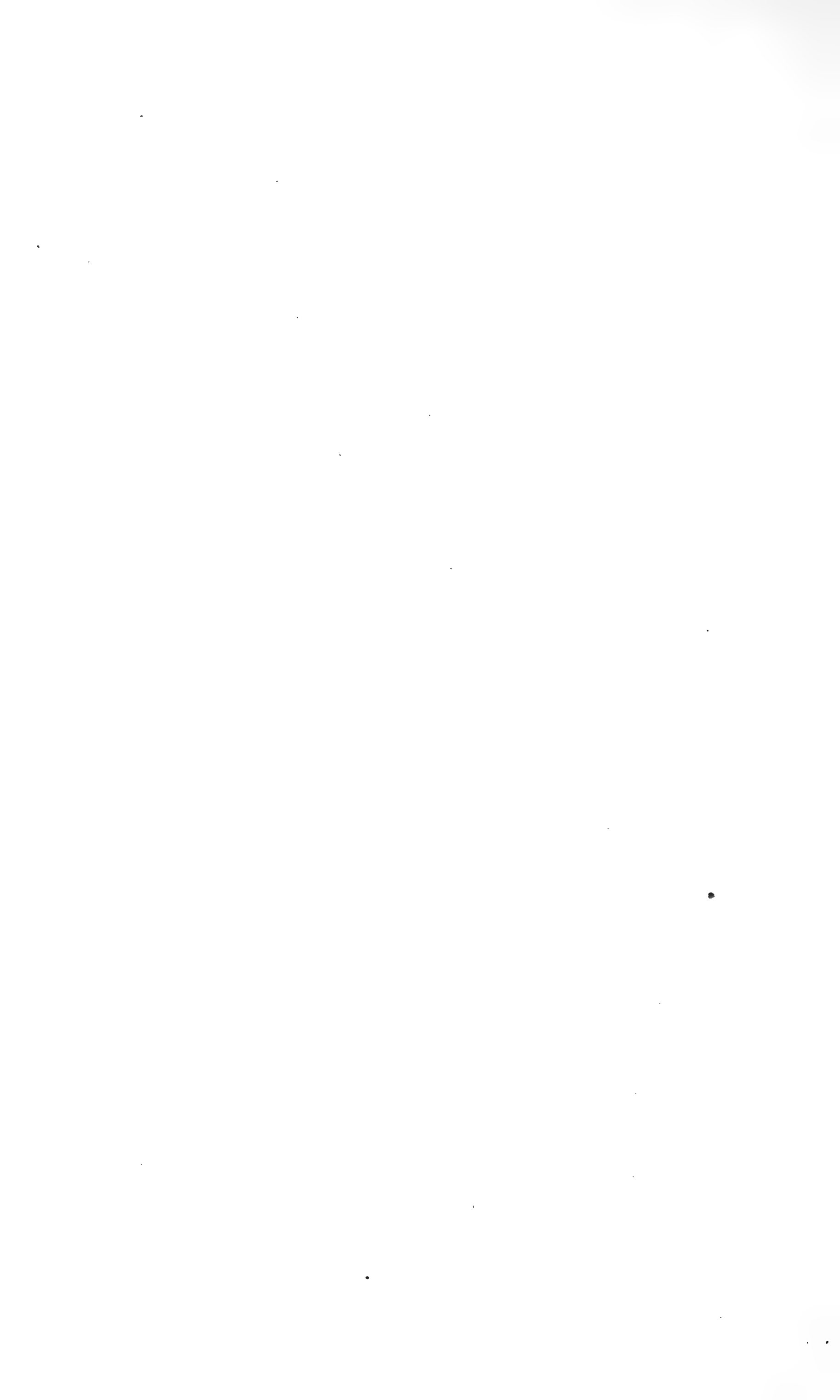


H. Gerth, entworfen November 1909.



Maßstab 1 : 25 000

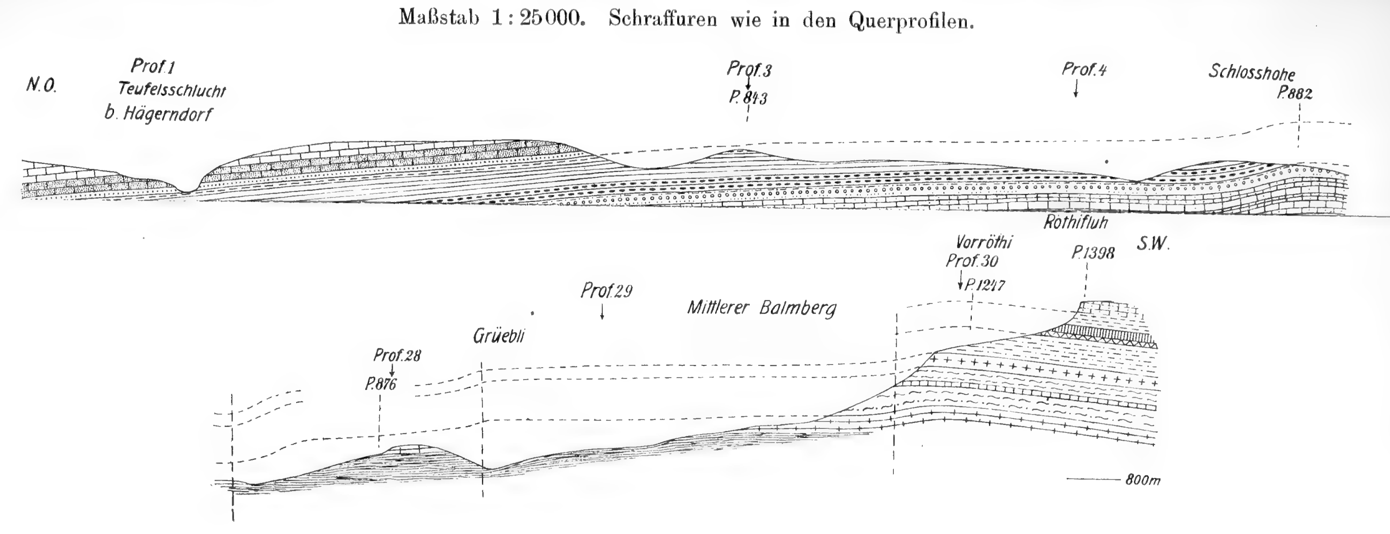
H. GERTH, entworfen November 1909



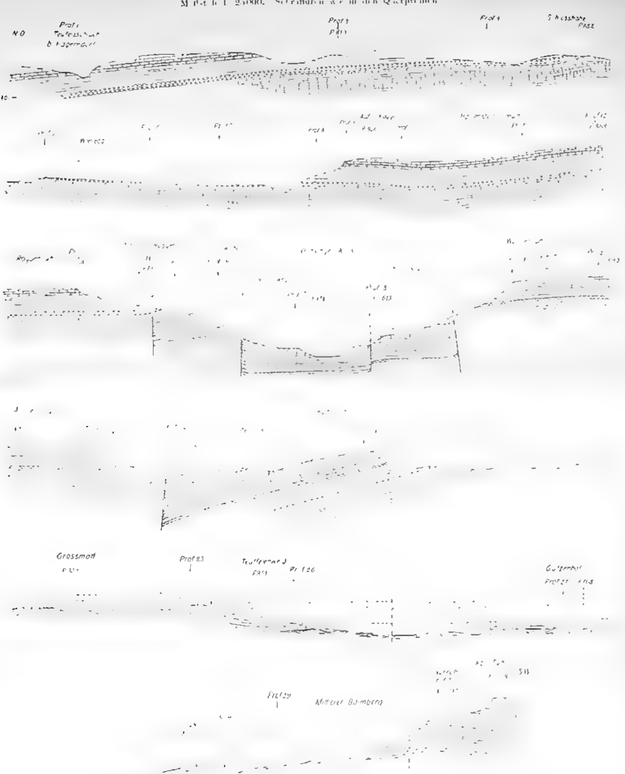
Längsprofil durch den Scheitel des Ostendes der Weißensteinkette.

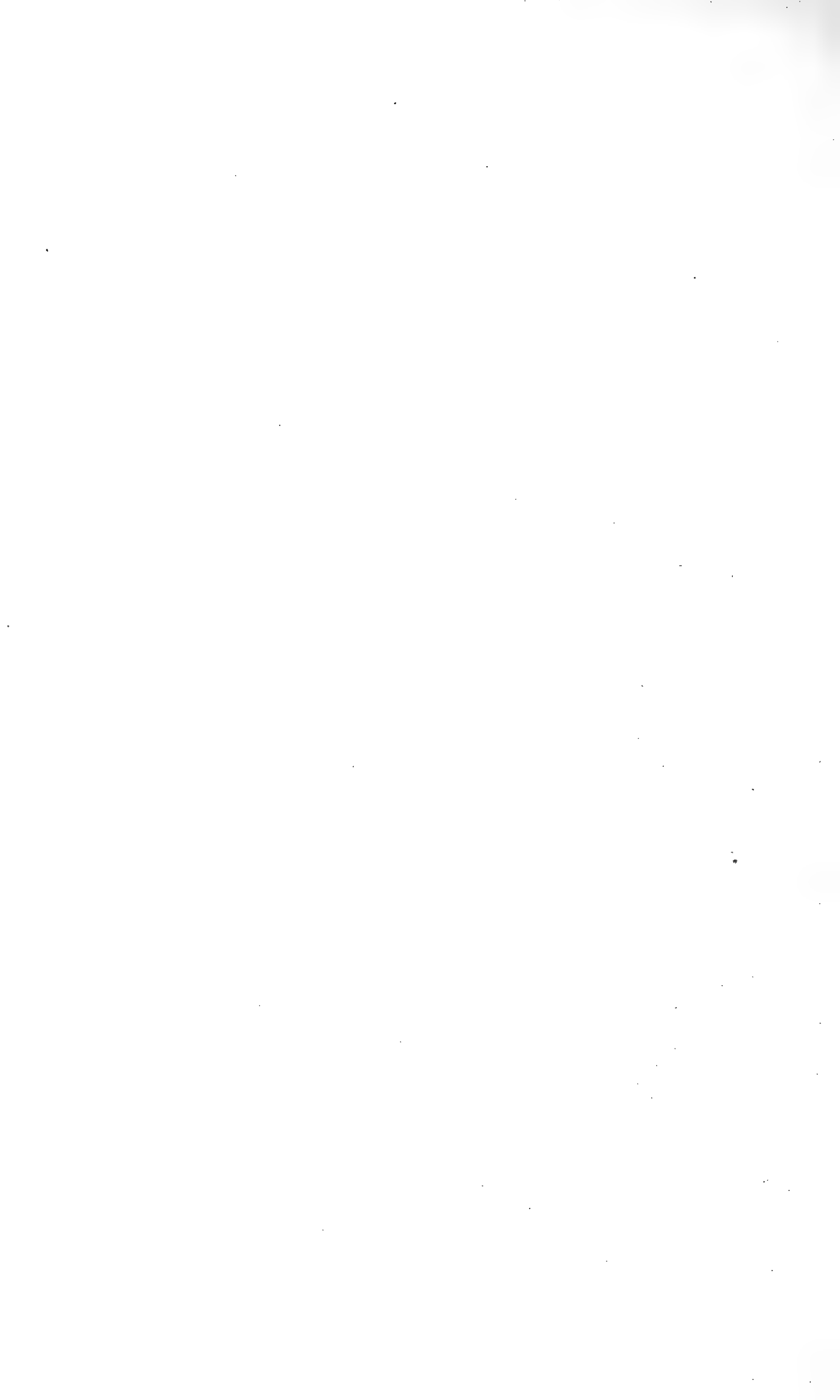
Entworfen von H. Gerth.

Maßstab 1 : 25000. Schraffuren wie in den Querprofilen.



Längsprofil durch den Scheitel des Ostendes der Weißensteinkette.







Erklärung der Tafel X.

Fig. 1. *Exogyra Stremmei* n. sp.

a) rechte Unterklappe in nat. Größe.

b) linke Oberklappe in nat. Größe.

Fig. 2. *Pecten subdecemcostatus* n. sp.

a) rechte Klappe in nat. Größe.

b) linke Klappe als Steinkern in nat. Größe.

Fig. 3. *Cardium subalutaceum* n. sp.

Steinkern in nat. Größe.

Fig. 4. *Pecten submiscellus* n. sp.

rechte Schale in nat. Größe.

(Abbildung des größten Exemplars.)

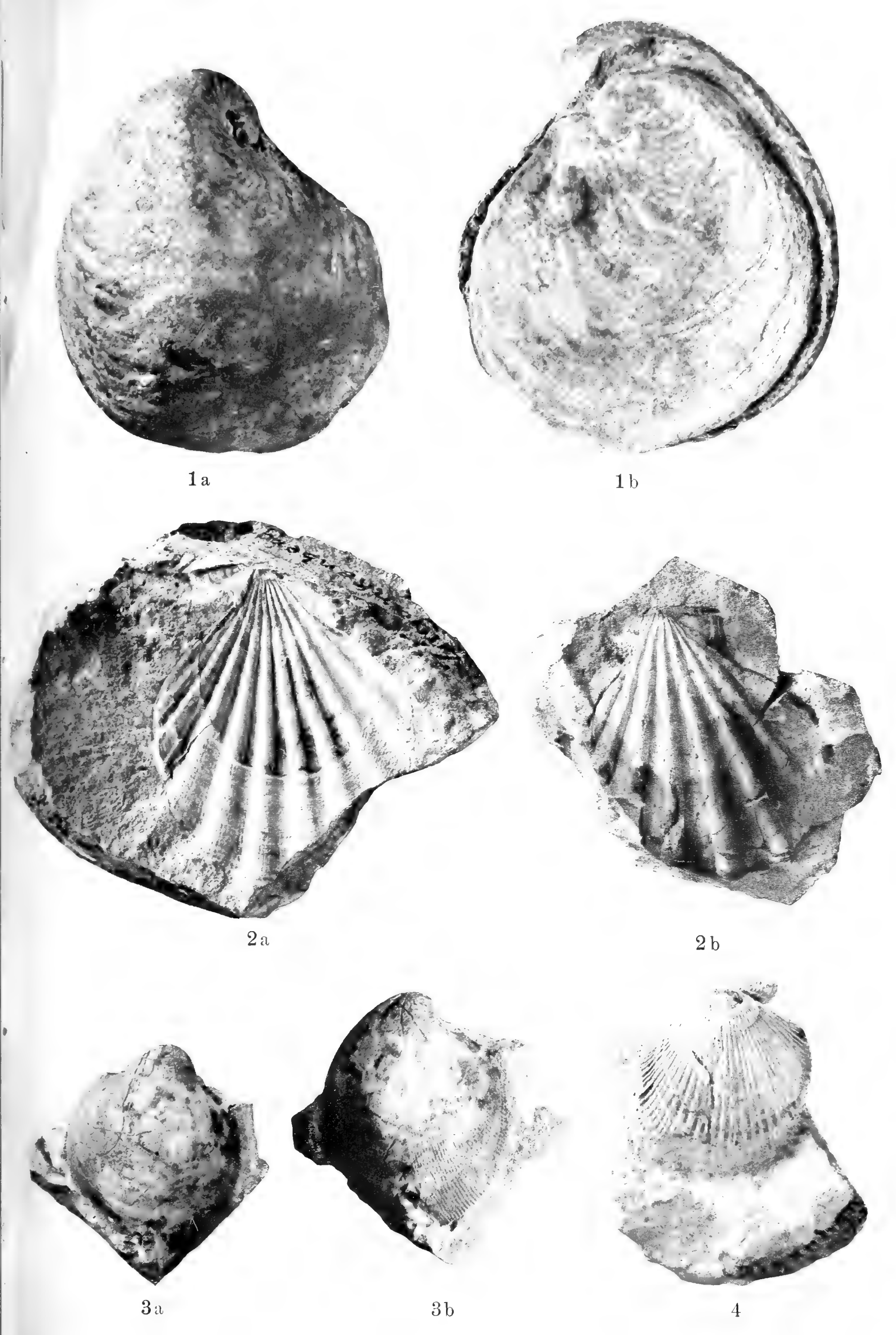

1a
1b
2a
2b
3a
3b
4





Fig. 1.



Fig. 2.

Fig. 1 und 2. *Cruziana furcifera* d'Orb., Untersilur, Hainichen bei Leipzig.





Fig. 1.

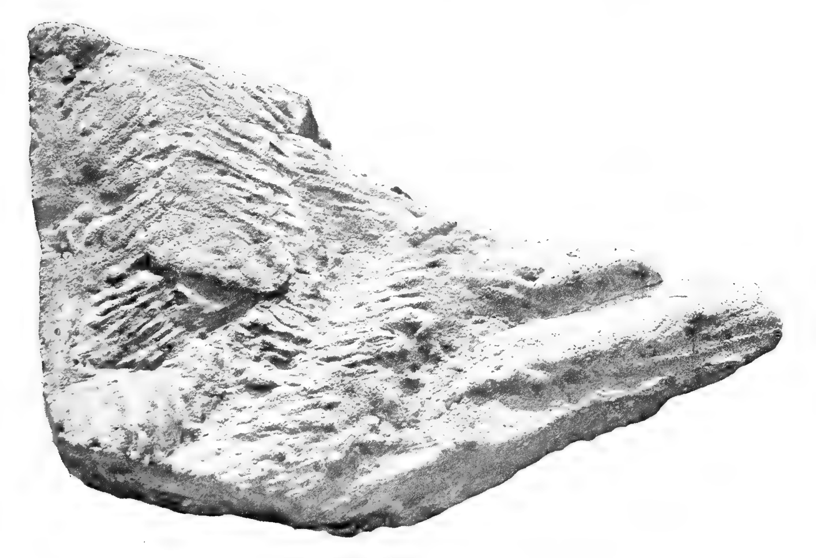


Fig. 2.

Fig. 1 und 2. *Cruziana furcifera* d'Orb., Untersilur, Hainichen bei Leipzig.

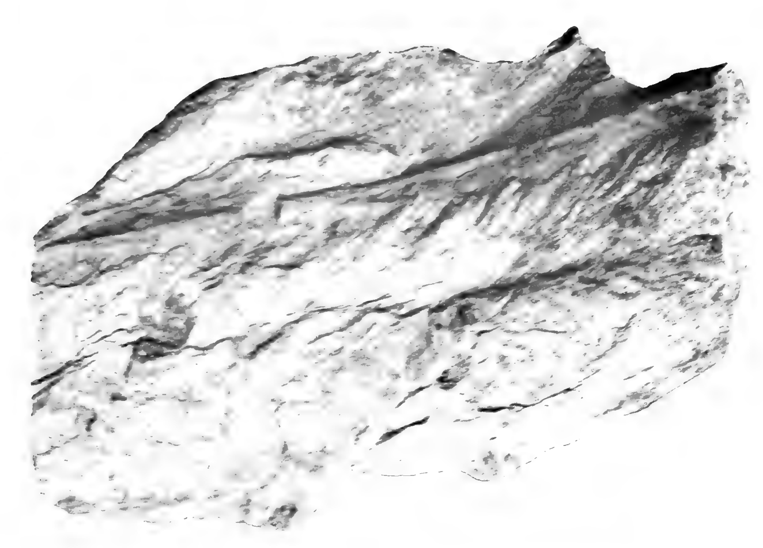


Fig. 1.

Fig. 2. Fig. 3.

Fig. 1 und 2. *Cruziana furcifera* d'Orb., Untersilur, Hainichen bei Leipzig.
Fig. 3. Negativ einer Schleppspur, ebendaher.



Monatsberichte

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Nr. 1. 1910.

Protokoll der Sitzung vom 5. Januar 1910.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung das Wort. Das Protokoll der letzten Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr A. FRANCKE, Töchterschullehrer, Dortmund, Junggesellenstraße 18, vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, BÄRTLING und RAUFF.

Herr Dr. VOGEL VON FALKENSTEIN, Privatdozent an der Forstakademie in Eberswalde, Eberswalde, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, RECK, STREMME.

Herr W. KRONECKER, Assistent am Geologisch-paläontologischen Institut, Berlin N 4, Invalidenstr. 43, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, RECK, STREMME.

Herr HANS RASSMUSS, cand. geol., Berlin N 4, Invalidenstraße 43, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, RECK und STREMME.

Der Vorsitzende bespricht die eingegangenen Druckschriften und erteilt sodann Herrn SIEGERT das Wort.

Herr **SIEGERT** sprach **zur Theorie der Talbildung.** (Mit 11 Textfiguren.)

Es giebt in der Geologie Themen, die schon so oft erörtert und von allen Seiten beleuchtet worden sind, daß es kaum mehr möglich ist, wesentlich neue Gedanken zu ihrer Klärung beizubringen. Ich erinnere nur an die Theorien über die Ursachen der Eiszeit, über die Bewegung der Gletscher, über die Entstehung des Lösses. Hier ist meist nur möglich

Partei zu ergreifen, Mittelwege einzuschlagen, die allgemein ausgesprochenen Hypothesen oder Theorien auf einen bestimmten Kreis von Tatsachen zu beschränken oder umgekehrt für bestimmte Fälle aus der Fülle der Erklärungsversuche die passendsten auszuwählen.

Wenn ich mir nun erlaube, Ihre Aufmerksamkeit auf einen solchen unendlich oft besprochenen Gegenstand zu lenken, auf die Entwicklung der Talterrassen, so bin ich mir wohl bewußt, daß ich Ihnen keine prinzipiell neuen Gedanken geben kann. Ich will vielmehr nur untersuchen, wie weit verschiedene, teilweise sehr alte Theorien über die Entstehung der Flußterrassen zur Erklärung der in den letzten Jahren gewonnenen Tatsachen über den Bau und die Entwicklung der Flußtäler von Mittel- und Norddeutschland heranzuziehen sind.

Dem Versuch, die Ursachen dieser Talentwicklung zu erkennen, seien einige Erwägungen allgemeiner Art vorausgeschickt. Die erodierende Kraft eines Flusses wird bedingt durch Wasserquantum und Gefälle. Doch hat die danach aufgestellte Formel $M v^2$ nur rein theoretischen Wert, von der praktisch die für jeden Einzelfall empirisch zu ermittelnden Werte für die Reibungswiderstände am Flußbett, die innere Reibung und den Transport der Geschiebe abzuziehen sind. Der Fluß vernichtet, indem er erodiert, selbst seine erodierende Kraft, da er durch die Erosion sein Gefälle vermindert. Die Erosion, d. h. die Veränderung der Gefällskurve, wird so lange anhalten, bis die erodierende Kraft so gering geworden ist, daß sie zur Überwindung der genannten Widerstände eben noch ausreicht. Dieser Zustand wird in den verschiedenen Talabschnitten zu verschiedener Zeit erreicht. Die Kurve, welche das Längsprofil des Flußes dann bildet, wollen wir kurz Nullkurve nennen, weil die erodierende Arbeit des Flußes auf ihr zum Stillstand gekommen ist. Die allgemeinen Eigenschaften der Nullkurve eines größeren Stromes sind mit wenigen Worten zu sagen. Sie steigt von der Meeresmündung aus sehr lange ganz flach an und wird dann mit zunehmender Schnelligkeit immer steiler.

Rein morphologisch betrachtet, wird ihre Gestalt im wesentlichen von den gegenseitigen Lagerungsverhältnissen der Quelle und Mündung bedingt, die man deshalb ja auch als die obere und untere Erosionsbasis bezeichnet. Beide Punkte aber können sich bewegen. Theoretisch können wir sie, einzeln oder zusammen, sowohl nach oben wie nach unten, gleichsinnig oder widersinnig verschieben. Die Bewegung nach oben wollen wir, wie nebenstehende Fig. 1 zeigt, als positive, die

nach unten als negative bezeichnen. Dies entspricht insofern den konkreten Verhältnissen, als die Bewegung nach oben, wie wir sehen werden, Aufschüttung, die entgegengesetzte, Erosion zur Folge hat. Auch sind die Vorzeichen dann gleich denen der SUESSschen positiven und negativen Strandverschiebung, die wir bei der folgenden Erörterung einzuführen haben.

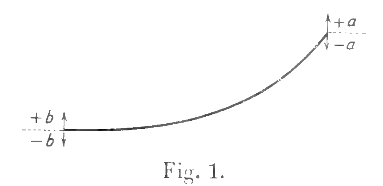


Fig. 1.

Die Werte a und b der Verschiebung können dabei in jedem beliebigen gegenseitigen Verhältnis stehen. Sehen wir der Einfachheit halber hiervon ab, so ergeben sich 8 Grenzfälle der Verschiebung, die wir am einfachsten durch die folgende Fig. 2 darstellen.

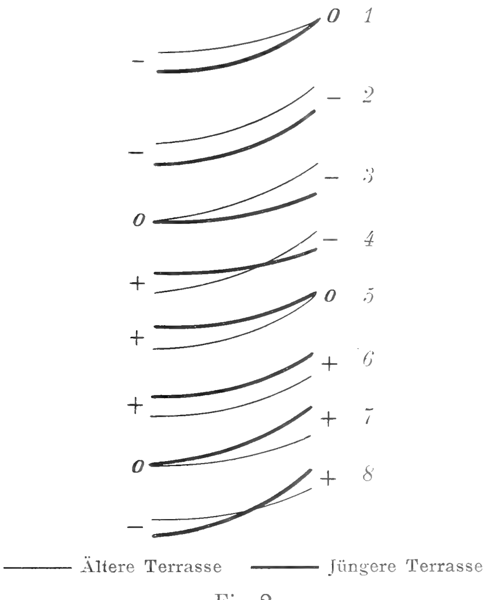


Fig. 2.

Die allgemeinen Eigenschaften dieser Kurvensysteme sind folgende: In System 1—3 liegt die jüngere Terrasse tiefer

als die ältere; System 5—7 zeigt das umgekehrte Lagerungsverhältnis. In System 4 und 8 findet Terrassenkreuzung statt, und zwar so, daß in System 4 im Oberlauf die jüngere Terrasse tiefer, im Unterlauf aber höher als die ältere liegt, während in System 8 die Terrassen in umgekehrter Weise zueinander verlaufen.

Um festzustellen, welche von diesen theoretisch möglichen Fällen tatsächlich vorkommen, und welches die Bedingungen für ihre Ausbildung sind, wollen wir untersuchen, welche Terrassensysteme die verschiedenen wohlbekannten Ursachen der Talerosion erzeugen müssen, wenn sie isoliert in Wirkung treten.

Als wichtigste Ursachen der Entstehung von Terrassen bei der Talerosion werden in der Literatur folgende genannt:

1. Geologischer Bau des Tales, insbesondere der Wechsel von harten und weichen Bänken,
2. Versperrung des Tales durch Bergstürze, Schutthalden usw.,
3. Verlegung der Flußmäander bei der Erosion,
4. Periodische Klimaschwankungen,
5. Strandverschiebungen und
6. Säkulare (sowie lokale tektonische) Bodenbewegungen,
7. Stauende Wirkung des Inlandeises.

Während die ersten drei Ursachen rein lokale Natur besitzen, sind die übrigen regional wirkende Einflüsse.

1. und 2. Geologischer Bau der Täler und nachträgliche Versperrung durch Schutthalden. Den Einfluß, welchen verschieden harte Gesteine theoretisch auf die Entwicklung von Talterrassen ausüben müssen und in kleinem Maßstab auch tatsächlich ausüben, können wir uns an folgender Fig. 3 klarmachen, wobei wir, wie bei allen folgenden Erwägungen, uns gegenwärtig halten müssen, daß der Fluß

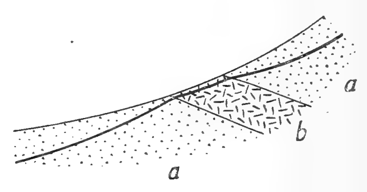


Fig. 3.

immer und stets bestrebt ist, seine Nullkurve der Erosion herzustellen. Wenn ein Fluß abwechselnd weichere (a) und härtere (b) Gesteinsschichten zu durchschneiden hat, so wird die harte Bank gewissermaßen zu einer lokalen Erosionsbasis, und zwar für den einen Teil des Flußes zur unteren, für den

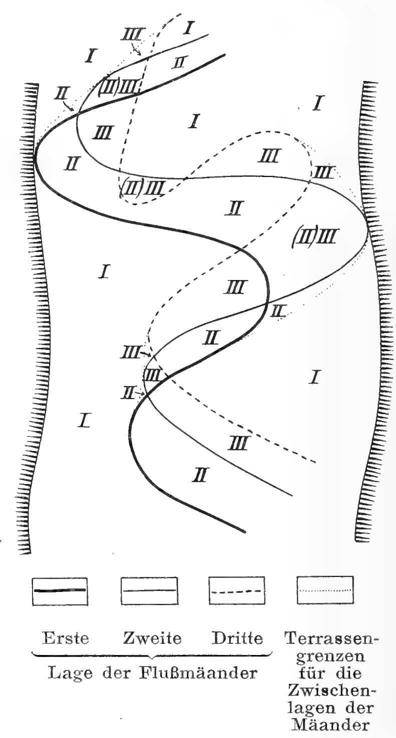
anderen zur oberen. Die zuvor gleichmäßig konkave Kurve des Talbodens wird in einer tieferen Lage abwechselnd konkave und konvexe Teilstrecken besitzen.

Den gleichen Einfluß üben Schutthalden usw. aus. Doch können wir über diese ersten beiden Ursachen schnell hinweggehen, da sie die Entwicklung der Talterrassen in so geringem Maße beeinflussen, daß dies kaum hervortritt, wenn wir Terrassenprofile ganzer Flußsysteme überschauen. Im großen betrachtet, erstrecken sich die Terrassen gleichmäßig durch die verschiedensten Formationen, als ob Härteunterschiede der Gesteine überhaupt nicht existierten.

Dies zeigt schon ein Blick auf viele unserer Stromkurven in wasserbautechnischen Werken. Dort werden die Stromkurven meist mit ganz kolossaler Überhöhung entworfen. Diese entspricht gewissermaßen einer mikroskopischen Vergrößerung. Wenn nun aber z. B. die Stromkurve der Elbe selbst bei einer 500fachen Überhöhung noch kaum irgendwelche Unregelmäßigkeiten erkennen läßt, sondern wohlausgeglichen von der Quelle bis zur Mündung verläuft, so ist eben der Einfluß der Gesteine auf die Terrassenentwicklung im großen in diesem Falle, und das Gleiche gilt für zahlreiche andere Täler, wenigstens praktisch gleich Null.

3. Verlegung der Flußmäander. Von etwas größerer Bedeutung ist bereits die nächste Ursache, die Bewegung der Flußmäander bei der Erosion, ein Vorgang, der in der Literatur schon so oft und eingehend erörtert worden ist — ich erinnere nur an die Arbeiten von Davis — daß ich mich sehr kurz fassen kann. Wenn ein Fluß sein Tal in der ganzen Breite gleichzeitig vertiefte, so könnten keine Terrassen entstehen. Aber kein Fluß beherrscht, von einzelnen Gebirgsbächen abgesehen, sein Tal vollständig; sein Lauf durchzieht das Tal vielmehr in mehr oder minder engen Mäandern. Diese verändern im Laufe der Zeit ihre Form und Lage. In Fig. 4 sind drei verschiedene Lagen eines Mäandersystems dargestellt, die zur Entstehung von drei verschieden hohen Terrassen geführt haben; denn während der Fluß seinen Lauf verlegt, schneidet er sich zugleich immer tiefer ein. Da die horizontale und vertikale Laufverlegung ein kontinuierlicher Prozeß ist, so werden die Terrassenstufen nach manchen Richtungen hin nicht deutlich ausgesprochen sein, während an anderen Stellen wieder verschieden hohe, gut ausgeprägte Staffeln entstehen. Bei und trotz regelmäßigen, kontinuierlichen Einschneidens eines Flußes entstehen also fortwährend kleine, immer tiefer liegende Erosionsterrassen, die größtenteils ebensoschnell

wieder vernichtet werden. Ihre Zahl ist in vertikaler Richtung theoretisch unbegrenzt, weil der Fluß beim Einschneiden den vertikalen Abstand zwischen seiner Anfangslage und seiner Nullkurve kontinuierlich durchläuft und in jeder Lage an irgendeinem Punkt eine Terrassenfläche erzeugen kann, die zufällig erhalten bleiben mag. Praktisch wird die Zahl der Erosions-



Die römischen Zahlen bezeichnen die zu den einzelnen Flußlagen gehörigen Talböden (Erosionsterrassen).

Fig. 4.
Entstehung von Erosionsterrassen im Talboden.

terrassen im Oberlauf weit größer sein als im Unterlauf, weil hier der vom Fluß durchlaufene vertikale Erosionsabstand der Anfangs- und der Nullkurve größer ist. Da die Bewegung der Mäander von rein lokalen Ursachen abhängt, ist in der Verteilung der Terrassen keinerlei Gesetzmäßigkeit zu erkennen; vor allem können die Terrassen in den benachbarten Tälern nicht miteinander korrespondieren. Ein Vergleich der Terrassen

in benachbarten Nebentälern ist daher ein gutes Mittel, um diese Erosionsterrassen von Terrassen anderer Entstehung zu unterscheiden. Überall da, wo in den Nebentälern die gleiche Terrassenentwicklung auftritt wie in dem Haupttal, wo also überall die gleiche Terrassenzahl mit den gleichen relativen Abständen vorhanden ist, kann es sich nicht um diese Terrassen handeln. Sie lassen eben den Charakter der Periodizität, des Erlöschens und Wiederauflebens der Erosion vermissen, welchen die nunmehr zu besprechenden Ursachen bei ihren Terrassen in so ausgesprochenem Maße erzeugen.

4. Klimaschwankungen. Die in der Literatur unter dem Namen der Klimaschwankung registrierte weitere Ursache für die Entwicklung von Terrassen entspricht diesem weiten Begriff nicht vollständig. Es soll damit nur ein wesentlicher Faktor des Klimas, die Menge der Niederschläge, herangezogen werden. Da die Wassermenge eines Flusses mit zu den Hauptfaktoren der Erosion gehört, so ist ja selbstverständlich, daß ein periodisches Schwanken der Niederschläge in weiten Grenzen zu einem Erlahmen und Wiederaufleben der Erosionstätigkeit führen muß. Dabei kommt es selbstverständlich nicht sowohl auf die mittlere Höhe der Niederschläge als auf die temporären maximalen Wassermengen an, die Hochfluten erzeugen.

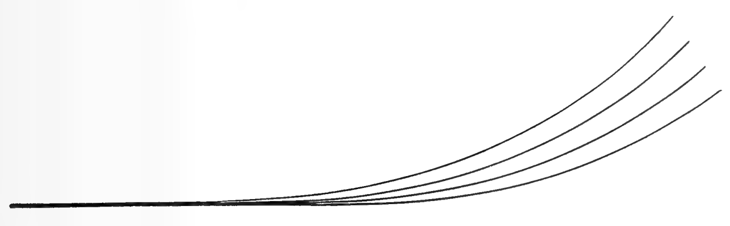


Fig. 5.

Da die Gestalt der Nullkurve neben anderen Umständen mit von der Wassermenge abhängt, so kann über die bei einer maximalen Wassermenge erzeugte Nullkurve hinaus, vorausgesetzt, daß alle anderen Umstände die gleichen bleiben, keine Erosion mehr stattfinden. Die Terrassen, welche die Periodizität in der Wasserführung erzeugt, liegen also zwischen einer durch die lokalen topographischen Verhältnisse bedingten Anfangskurve und der aus der betreffenden Wassermenge mitresultierenden Nullkurve. Die Eigenschaften des Terrassensystems, welches auf diese Weise entsteht, lassen sich leicht an Fig. 5 erkennen.

Wenn wir als untere Erosionsbasis die Meeresmündung annehmen, so wird diese durch die Schwankungen in der Wasserführung des Flusses nicht verändert. Hier werden also alle Kurven in einem Punkte zusammenlaufen. Aber je nach der Gestalt der Anfangs- und Nullkurve werden die Terrassen schon in einer mehr oder minder langen Strecke des Unterlaufes einander so genähert sein, daß sie praktisch nicht zu trennen sind. Es findet daher talaufwärts scheinbar eine Vermehrung der Terrrassen statt.

Alle Terrassen konvergieren talabwärts, und zwar ist der Winkel, den zwei beliebige Terrassen miteinander bilden, um so größer, je weiter beide zeitlich (also auch räumlich) auseinander liegen. Auf diese Eigenschaft muß ganz besonders hingewiesen werden, weil in letzter Zeit wiederholt von verschiedenen Autoren allein aus dieser Konvergenz auf tektonische oder säkulare Veränderung in der Lage der Terrassen geschlossen worden ist. Die Konvergenz der Talterrassen ist eine, wenn auch nicht allgemeine, so doch weitverbreitete Eigenschaft, die, wie wir noch weiter sehen werden, die verschiedensten Ursachen haben kann.

Da die Klimaschwankungen regional sind, so werden selbstverständlich alle Täler der gleichen klimatischen Provinz auch den gleichen Erosionszyklus durchlaufen und heute die gleiche Zahl und Anordnung ihrer Terrassen zeigen.

Rein morphologisch betrachtet entspricht unser Kurvensystem dem Fall 3 in dem Schema der möglichen Terrassenentwicklungen auf S. *2*, der charakterisiert wird durch die negative Bewegung der oberen Erosionsbasis.

Gesetzmäßiger Verlauf, Vermehrung talaufwärts, Konvergenz talabwärts sind also die Haupteigenschaften eines Terrassensystems, das ausschließlich durch Klimaschwankungen (Schwankungen der Niederschläge) bedingt wird.

5. Strandverschiebungen. Strandverschiebungen bedingen eine Bewegung der unteren Erosionsbasis, und zwar bewirkt, entsprechend unserer auf S. *2* entwickelten morphologischen Nomenklatur, die positive Strandverschiebung eine positive, die negative Strandverschiebung aber wiederum eine negative Bewegung der unteren Erosionsbasis, wie sie Nr. 5 und 1 des allgemeinen Schemas auf S. *2* darstellen.

a) Negative Strandverschiebung. Wenn sich die untere Erosionsbasis einer Flußkurve senkt, so belebt sich die Erosionskraft des Flusses. Dabei ist es ganz einerlei, ob zuvor die Nullkurve bereits erreicht war oder nicht. Diese Vergrößerung der Erosionsarbeit geht von der unteren Basis

aus, so daß wir hier ein einfaches Beispiel von rückwärts einschneidender Erosion besitzen. Die Folge davon ist, daß ein in Nr. 1 der Fig. 2 gegebenes Terrassensystem entsteht. Doch ist dies nur ein theoretischer Grenzfall, der praktisch nie so rein zum Ausdruck kommen wird, weil ja immer zugleich auch eine Bewegung der oberen Erosionsbasis stattfindet. Diese Bewegung ist, solange keine andere Bedingung als die rückwärts arbeitende Erosion eingeführt wird, stets negativ; denn selbst wenn infolge der topographischen Verhältnisse bei der rückwärts schreitenden Erosion die neue obere Basis die gleiche Höhe beibehalten oder gar in ein höheres Niveau rücken sollte, so wird doch der Punkt der ursprünglichen Erosionsbasis dabei gesenkt werden. Von dem Einfluß der stets stattfindenden horizontalen Verschiebung der oberen Erosionsbasis soll daher in diesen Erörterungen der Einfachheit halber abgesehen werden. Statt der in Fig. 2 Nr. 1 gezeichneten Kurven wird in Wirklichkeit eines der in Fig. 6

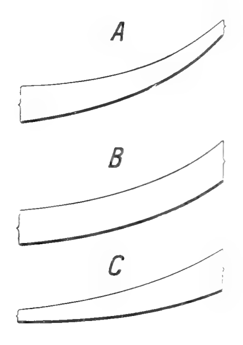


Fig. 6.

dargestellten Kurvensysteme entstehen, je nach dem relativen Größenverhältnis der Bewegungen beider Erosionsbasen. Diese Figuren zeigen uns eine neue Eigenschaft von Terrassensystemen, die Divergenz und Parallelität von Terrassen, die in regelmäßiger Altersreihe von oben nach unten aufeinander folgen. Diese Eigenschaften, die uns sonst nicht wieder begegnen, weisen also eindeutig auf ihre Ursache hin. Der Fall C, die Konvergenz der Terrassen talabwärts, die wir schon erwähnt haben, und die uns noch öfters begegnen wird, ist keine so eindeutige Eigenschaft. Durch die negative Strandverschiebung lassen sich also die ersten beiden in unserem allgemeinen Schema (Fig. 2) gegebenen Fälle erklären.

b) Positive Strandverschiebung. Durch die Aufwärtsbewegung der unteren Erosionsbasis entsteht das im Schema Fig. 2 unter Nr. 5 gegebene Kurvensystem. Auch dies ist wiederum ein rein theoretischer Grenzfall, da die hier angenommene Voraussetzung, daß die obere Erosionsbasis unbeweglich bleibt, in Wirklichkeit nicht zutrifft. Sie wird sich vielmehr, wenn alle anderen Verhältnisse gleichbleiben, genau wie im vorigen Fall nach unten bewegen.

Die Folge davon ist, daß aus diesen Verschiebungen in Wirklichkeit ein Kurvensystem resultiert, das in Nr. 4 seinen schematischen Ausdruck findet. Die charakteristischste Eigenschaft dieses Kurvensystems der positiven Strandverschiebung ist eine Terrassenkreuzung, welche bedingt, daß im Oberlauf die Terrassen konvergieren, im Unterlauf divergieren, daß oberhalb der Kreuzung die Terrassen von oben nach unten in normaler Altersfolge angeordnet sind, während unterhalb der Kreuzung eine Umkehrung der Altersfolge stattfindet.

Ein kürzerer Ausschnitt aus diesem Kurvensystem, z. B. oberhalb der Kreuzung, wo nur die Konvergenz der Terrassen zu erkennen ist, kann zu falschen Annahmen über die Ursachen seiner Entstehung führen. In seiner Gesamtheit überschaut, weist dies System jedoch nur auf eine Ursache, auf die positive Strandverschiebung, hin.

Die einzelnen Terrassen werden sich im Unterlauf natürlich nur da beobachten lassen, wo, sei es im ganzen, sei es in einzelnen Abschnitten (Flußschlingen), eine Talverlegung stattfindet. In denjenigen Abschnitten, in denen genau das alte Tal benutzt wird, findet hier die Bewegung der unteren Erosionsbasis ihren Ausdruck in einer Sedimentanhäufung, welche normale Mächtigkeit der Schotterterrassen bei weitem überschreitet.

Auch die Art der Strandverschiebung, ob periodisch oder gleichmäßig, ob schnell oder langsam, modifiziert die Entwicklung der Terrassen im einzelnen. Kann z. B. die Zuschüttung des Tales mit der Hebung der Erosionsbasis nicht Schritt halten, so entstehen versenkte Täler und fjordartige Bildungen.

Bei diesen Erörterungen über die Strandverschiebung wurde ein wichtiger Umstand bisher unberücksichtigt gelassen. Eine Strandverschiebung verursacht nicht nur eine Bewegung der unteren Erosionsbasis in der Vertikalen, wie hier allein vorausgesetzt wurde, sondern auch in der Horizontalen. Diese letzte Bewegung wird um so größer sein, je flacher ein Land ist. Unser Schema gilt daher nur für ein Land mit Steilküsten. In einem weiten Flachlande wird die horizontale Ver-

schiebung der Erosionsbasis unser Kurvensystem erheblich modifizieren. Doch soll hierauf nicht weiter eingegangen werden, da diese Fälle für Norddeutschland praktisch nicht in Frage kommen, wenigstens nicht für die Entwicklung der Täler seit der jüngsten Präglazialzeit, aus welcher wir die meisten und besterhaltenen Terrassen in Norddeutschland besitzen. Diese für ein so ausgedehntes Tiefland im ersten Augenblick paradox erscheinende Behauptung erklärt sich daraus, daß in der Diluvialzeit mit der Strandverschiebung die letzte der obengenannten Ursachen der Terrassenbildung, die Invasion des Inlandeises, in Konkurrenz tritt. Ehe wir jedoch auf diese eingehen, seien die mit den Strandverschiebungen im allgemeinen eng verknüpften Bodenbewegungen noch erwähnt.

6. Säkulare (sowie lokale tektonische) Bodenbewegungen. Von dem Einfluß lokaler tektonischer Bewegungen, die natürlich das Terrassenbild in der verschiedensten Weise beinflussen können, wollen wir hier nur einen Fall erörtern.

In unserem allgemeinen Schema der Terrassenbewegung S. 2 haben wir in Nr. 6 den Fall kennen gelernt, daß beide Erosionsbasen, in Nr. 7 und 8, daß die obere Erosionsbasis eine positive Verschiebung erleidet. Praktisch werden sich in einem solchen Fall nicht zwei verschiedene Terrassen beobachten lassen, sondern nur eine einzige äußerst mächtige Schotterterrasse, deren Basis der älteren, deren Oberfläche der jüngeren Terrasse entspricht. Derartige mächtige Schotteranhäufungen sind im Quellgebiet aber unmöglich; hier wird, ganz einerlei, welche Ursachen wirksam sind, stets die Erosion das Endergebnis aller Prozesse sein, nie aber die Akkumulation. Die in unserem Schema unter Nr. 6—8 dargestellten Fälle können also nie das Quellgebiet mit umfassen. Sie sind nur lokale Erscheinungen in einzelnen Talabschnitten, die allerdings erhebliche Ausdehnung erreichen können. Das bekannteste Beispiel dieser Art der Terrassenbildung bietet die oberrheinische Tiefebene, in welcher der ältere Talboden viele hundert Meter tiefer liegt als der jüngste, die heutige Aue. Die obere und untere Erosionsbasis fällt also hier nicht wie in den früheren Beispielen mit Quelle und Mündung zusammen, sondern mit Störungen, die das Tal durchqueren. Auch findet in Wirklichkeit keine Hebung dieser beiden Erosionsbasen statt, sondern eine Senkung ihres Untergrundes mit gleichzeitiger Verfüllung des dadurch entstandenen Raumes. Der Effekt und das Endergebnis in rein morphologischem Sinne sind aber das gleiche.

Auch an der Weser treten die gleichen Erscheinungen auf, wie ich an anderer Stelle auszuführen gedenke. Doch mögen diese Erscheinungen ebenso wie auch andere tektonische Beeinflussungen unserer Terrassensysteme in noch so großartiger Weise auftreten, es sind und bleiben doch nur lokale Erscheinungen, die wohl stellenweise das Bild unserer Terrassenentwicklung zu verschleiern vermögen, durch die hindurch wir aber die großen, überall gleichen Züge unserer Terrassenbildung stets zu erkennen vermögen.

Auf die säkularen Bodenbewegungen brauchen wir nicht weiter einzugehen, da sie rein morphologisch dieselben Erscheinungen erzeugen, wie die Strandverschiebungen, mit denen sie ja in ursächlichem Zusammenhang stehen.

7. Invasion des Inlandeises. Der Einfluß, welchen das Inlandeis auf die Entwicklung der Talterrassen ausgeübt hat, wird gewöhnlich als Stauwirkung aufgefaßt. Er ist jedoch ein viel komplizierterer, so daß es nicht möglich ist, ihm im Rahmen allgemeiner theoretischer Auseinandersetzungen vollständig gerecht zu werden. Das Wesen dieser Vorgänge wird am besten charakterisiert als horizontale Verschiebung der unteren Erosionsbasis. Die folgenden Erwägungen sollen nur ganz allgemein die Wirkung dieser morphologischen Veränderung kennzeichnen.

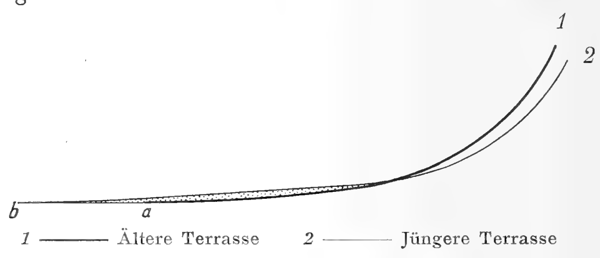


Fig. 7.
Terrassenkreuzung infolge Verschiebung der Mündung von a nach b.

Nehmen wir an, daß in präglazialer Zeit ein Strom in der Richtung der heutigen Elbe floß, so wird das vordringende Eis diesen nach Westen ablenken und seinen Lauf verlängern. Wenn in Fig. 7 die untere Erosionsbasis der älteren Terrasse ursprünglich bei a lag, so wird sie jetzt weiter hinausgeschoben nach b. Da die Erosionsbasis in beiden Fällen der Meeresspiegel ist, so besitzt die Strecke ab kein Gefälle, was natürlich unmöglich ist. Der Fluß wird daher, wenn eine längere Stillstandslage des Eises ihm genügend Zeit zur Her-

stellung einer normalen Kurve läßt, durch Aufschüttung von Mittel- und Unterlauf ein Gefälle von a nach b herstellen. Infolge solcher Flußverlegung kann es also ohne jede Stauwirkung des Eises zur Aufschüttung mächtiger Terrassenschotter kommen. Beharrt das Eis lange Zeit in dieser Lage, so wird ferner im Oberlauf auch Erosion eintreten. Es wird also die Kurve der jüngeren Terrasse in Fig. 7 resultieren. Auf die anderen Möglichkeiten, daß keine Verlängerung des Flußlaufes oder daß gar eine Verkürzung entsteht, will ich hier nicht näher eingehen.

Dieser Prozeß wird sich bei jeder weiteren Stillstandslage in ähnlicher Weise wiederholen, solange unser Fluß Gelegenheit hat, nach Westen auszuweichen. Dies ändert sich in dem Augenblick, in welchem das Eis in die Täler der Mittelgebirge eintritt, wo den Flüssen ein seitliches Ausweichen unmöglich ist. Es entstehen infolgedessen Staubecken, wie ich im Saaletal sowohl für die Invasion in drei verschiedenen Eiszeiten als auch für einzelne Oszillationen nachweisen konnte.

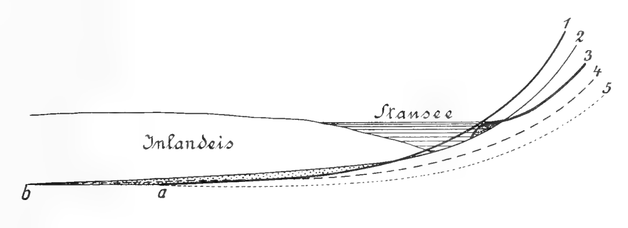


Fig. 8.

Der Spiegel des Stausees bildet jetzt, wie Fig. 8 zeigt, die neue untere Erosionsbasis. Die Flußarbeit ist darauf gerichtet, für diese Basis eine neue Nullkurve zu erzeugen, einmal durch Vorschüttung eines Deltas in den See hinein, sodann durch Erosion weiter aufwärts. Ob, bzw. wie weit dieses Ziel erreicht wird, hängt natürlich von der Dauer der Stillstandslage des Eises ab, die hier zur Erzeugung der Kurve 3 sehr lang angenommen ist. Kurve 1 und 2 sind eine Wiederholung der Fig. 7.

Ein Rückziehen des Eises bis b wird zur Entstehung der Kurve 4 führen, die also den Schuttkegel des Stausees und auch seinen Untergrund vollständig durchschneidet und sich tief in die Stauterrasse des Unterlaufes eingräbt. Wird endlich die alte Mündung a wieder vom Fluß aufgesucht, was natürlich nicht der Fall zu sein braucht,

so wird diese Terrasse mit Ausbildung der Kurve 5 vollständig durchschnitten. Die drei Stillstandslagen in einer einzigen Invasion, welche wir annahmen, führen also bereits zur Entstehung von fünf Terrassen. Nun haben wir aber für Norddeutschland sicher drei ausgedehnte Invasionen anzunehmen, von denen jede eine weit größere Zahl von Stillstandslagen des Eises aufzuweisen hat. Andererseits wird nicht jede dieser Stillstandslagen von so langer Dauer gewesen sein, daß sie einen erheblichen Einfluß auf die Terrassenentwicklung ausüben konnte. Der Einfluß des Inlandeises auf die Entwicklung der Terrassen ist deshalb ein weit komplizierterer, als unser Schema Fig. 7 und 8 zeigt. Immerhin läßt dieses schon erkennen, in welcher Richtung die Eisinvasion die Terrassenentwicklung beeinflußt. Ein Terrassensystem, das sich im wesentlichen nur unter dem Einfluß des oszillierenden Inlandeises entwickelt, wird, wie Fig. 8 zeigt, folgende Eigenschaften besitzen. Talaufwärts tritt eine Vermehrung der Terrassen ein. Dies ist teils, wie wir schon früher sahen, nur scheinbar, weil die einander sehr genäherten Terrassen sich im Unterlauf praktisch kaum mehr trennen lassen, teils tritt aber auch echte Terrassenvermehrung ein durch die Ausbildung kürzerer Zweigterrassen, wie Terrasse 3 in Fig. 8. Alle Terrassen konvergieren talabwärts, ja es findet Terrassenkreuzung unter sehr spitzem Winkel statt. Endlich treten mächtigere Schotterterrassen und Staugebilde auf. Den allgemeinen Ausdruck dieses Kurvensystems können wir in unserem Normalschema S. 2 nicht erwarten, weil dies sich ausschließlich auf vertikale Verschiebungen der Erosionsbasis gründet, während hier im wesentlichen die horizontale in Betracht kommt.

Nebenbei sei hier bemerkt, daß die Verschiebung der oberen Erosionsbasis in den schematischen Figuren stark übertrieben ist. Aus den Tälern Mitteldeutschlands liegen noch keine Beobachtungen hierüber vor; doch ist nicht unwahrscheinlich, daß die Bewegung so gering ist, daß im weiteren Quellgebiet die Terrassen talaufwärts konvergieren. Die im Vorstehenden geschilderten Eigenschaften der verschiedenen Terrassensysteme treten dann also erst nach einer gewissen Strecke unterhalb des Quellgebietes auf.

Nachdem wir uns über die möglichen Fälle der Terrassenentwicklung und ihre Ursachen orientiert haben, wenden wir uns konkreten Beispielen zu.

Zu den Tälern Mitteldeutschlands, deren Entwicklungsgeschichte augenblicklich am besten bekannt ist, gehört das Saaletal, das zugleich einen Typus für alle benachbarten

Täler, wie Mulde, Elster, Unstrut, Ilm darstellt. Allerdings ist auch das Saaletal noch nicht in seinem ganzen Verlauf eingehend erforscht. Eine genaue Kartierung der Terrassen ist bis jetzt nur in drei voneinander isolierten Gebieten erfolgt, zwischen den Blättern Halle-Süd und Naumburg, auf Blatt Jena und auf Blatt Saalfeld[1]). Eine Verbindung der Terrassen dieser verschiedenen Talabschnitte ist zurzeit noch nicht vollständig möglich, da ohne die genauere Kenntnis der zwischenliegenden Abschnitte sich für manche Terrassen mehrere Konstruktionsmöglichkeiten ergeben. Aber auch bei einem Vergleich der bis jetzt genauer bekannten Talabschnitte können wir bereits einige allgemeine Sätze über die Morphologie der Terrassen im Saaletal ableiten, von denen die wichtigsten folgende sein dürften:

1. Alle Terrassen konvergieren talabwärts, und zwar wächst der Winkel zwischen den einzelnen Terrassen mit ihrem zeitlichen Abstand.

2. Weiterhin findet talabwärts eine Terrassenkreuzung statt, indem sich ältere Terrassen unter das Niveau jüngerer herabsenken.

3. Die Terrassen folgen oberhalb der Terrassenkreuzung, also im weitaus größten Teile des Tales, von oben nach unten in regelmäßiger Altersfolge aufeinander, so daß die Terrassen um so tiefer liegen, je jünger sie sind.

4. Die Terrassen liegen um so enger zusammen, je jünger sie sind.

5. Die Zahl der Terrassen nimmt talaufwärts zu.

Wie sich das Terrassensystem im Oberlauf der Saale und namentlich im Quellgebiet entwickelt, ist zurzeit noch unbekannt. Wie schon früher angedeutet, konvergieren möglicherweise hier die Terrassen talaufwärts.

Der folgenden Besprechung der Saaleterrassen sei vorausgeschickt, daß sie sich im wesentlichen auf die jüngeren Terrassen, von der letzten präglazialen Terrasse an, beziehen, weil wir zurzeit die Entwicklung der älteren Terrassen noch nicht genau genug kennen, namentlich auch über ihren Verlauf nach der Einmündung in ihr Hauptstromtal, das sie dem Meere zuführt, nichts wissen.

Eine der auffälligsten Eigenschaften des Terrassensystems der Saale ist die Terrassenkreuzung. Bis jetzt konnte ich

---

[1]) Vgl. Siegert: Bericht über die Begehungen der diluvialen Ablagerungen an der Saale im Anschluß an die Konferenz der Direktoren der Deutschen geolog. Landesanstalten im Jahre 1908. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, Bd. XXX, H. 2, S. 1.

nur die Kreuzung der jüngsten präglazialen Terrasse mit den Terrassen der 1. Interglazialzeit durch direkte Beobachtung nachweisen. Doch kreuzen sich beide auch mit allen jüngeren Terrassen, insbesondere mit dem alluvialen Talboden. Ebenso findet wohl auch eine Kreuzung der Terrasse der 2. Interglazialzeit mit der alluvialen statt. Der direkte Nachweis dieser Kreuzungen ist freilich sehr schwer zu erbringen, da die älteren Terrassen mit der Kreuzung ja unter Tage hinabtauchen und damit aus dem Bereich der Tagesaufschlüsse verschwinden. Da, wo sich kein Glazialdiluvium dazwischen schaltet, sind die Terrassen ja auch in Bohrungen nicht mehr voneinander zu trennen. Die Terrassenkreuzung macht sich dann nur durch eine talabwärts immer zunehmendere Mächtigkeit der Schotter bemerkbar. Da aber die Kreuzungswinkel sehr spitze sind, so ist diese Zunahme der Mächtigkeit eine äußerst langsame und wird erst viele Kilometer unterhalb der Kreuzungsstelle solche Werte erlangt haben, daß sie sichere Rückschlüsse gestattet und nicht mehr lokalen Zufälligkeiten zugeschrieben zu werden braucht. Aus der Konvergenz der Terrassen talabwärts aber auf ihre spätere Kreuzung zu schließen, wie dies häufig geschieht, ist nach den früheren Ausführungen völlig verfehlt. Die Konvergenz der Terrassen talabwärts ist vielmehr eine ganz allgemeine Erscheinung, die ebensowohl bei Terrassenkreuzung wie beim Zusammenlaufen der Terrassen an der Meeresmündung und bei der Entwicklung von Zweigterrassen aus den Hauptterrassen vorhanden ist. Infolge dieser weiten Verbreitung ist die Konvergenz der Terrassen eine ziemlich nichtssagende Erscheinung, die in den meisten Fällen keine Rückschlüsse auf die Ursache der Terrassenbildung zuläßt.

Wir können jedoch die oben entwickelte Kreuzung der Saaleterrassen auf einem ganz anderen Wege beweisen, indem wir nicht die Saale allein, sondern das gesamte Stromsystem bis zum Meere in den Kreis unserer Betrachtung ziehen. Heute mündet die Saale in die Elbe. Wir wissen nun zwar nicht, ob in präglazialer Zeit bereits genau das gleiche Stromsystem bestand, aber wir können mit Sicherheit annehmen, daß die Saalewasser nach unsern nördlichen Küsten strömten. Wir kennen, dank zahlreicher Tiefbohrungen, in der Gegend von Hamburg und Bremen die Beschaffenheit der damaligen Küste[1]). Wir wissen, daß die ältesten Glazialablagerungen dort in tiefen Rinnen, in alten Tälern liegen, die in das

[1]) Vergl. W. Wolff: Der Untergrund von Bremen. Monatsber. d. Deutschen geol. Ges., Nr. 8/10, 1909, S. *356*.

Tertiär eingeschnitten sind, und kennen ihre absolute Höhen- bzw. Tiefenlage. Bei Hamburg und bei Bremen liegt die Sohle jener alten Täler bei etwa 200 m unter N.N. Da diese Täler von der Grundmoräne der 1. Eiszeit erfüllt werden, so müssen sie von präglazialen Strömen erodiert sein, deren jüngste Ablagerungen gleichaltrig mit unserer 4. präglazialen Saaleterrasse sind. Dann aber erhalten wir für unser Saale-Elbesystem folgendes Kurvensystem.

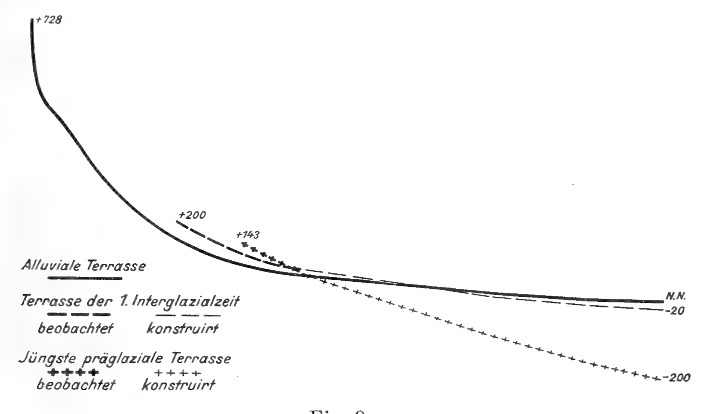


Fig. 9.
Entwicklung der Saaleterrassen.
Länge : Höhe = 1 : 500.

Die Kurve der alluvialen Terrasse ist dem Elbstromwerk entnommen. Die Mündung der 4. präglazialen Saale liegt 200 m tiefer als die heutige Mündung. Im Oberlauf des ganzen Systems aber können wir nach direkten Beobachtungen einen Teil dieser Terrasse einzeichnen. Da das zu ergänzende Stück gerade in den Unterlauf fällt, der, wie aus dem Verlauf der alluvialen Terrasse zu folgern ist, eine äußerst flache Kurve besessen haben wird, so können wir die Strecke selbst bei einem in größerem Maßstab ausgeführten Profil ohne allzu großen Fehler durch eine gerade Linie verbinden oder ihr wie oben die flache Biegung der alluvialen Terrasse geben und so mit ziemlicher Genauigkeit den Kreuzungspunkt zwischen der 4. präglazialen und der alluvialen Terrasse vorausbestimmen. Er liegt nach einer vorläufigen maßstäblichen Konstruktion wenige km unterhalb Halle a. S. Weiter können wir aber auf die gleiche Weise auch die Stromkurve des Saale-Elbesystems in der 1. Interglazialzeit konstruieren. Hier liegt

die Mündung bedeutend höher. Die Oberfläche der Elbemündung der 1. Interglazialzeit liegt etwa 20 m unter N.N., während die Oberfläche der gleichaltrigen Saaleterrasse teilweise wieder beobachtet werden kann. Die nach den oben entwickelten Grundsätzen konstruierte Verbindungslinie zeigt die direkt beobachtete Kreuzung der interglazialen Terrasse mit der präglazialen südlich von Halle, während sie den Kreuzungspunkt mit der alluvialen weit unterhalb dieser Stelle, etwa in der Gegend von Tangermünde, vermuten läßt.

Auf die Terrassen der 2. Interglazialzeit will ich hier nicht weiter eingehen, weil die Frage nach dem Auftreten dieser Ablagerungen in der Küstengegend mir noch nicht so einwandfrei geklärt zu sein scheint, als es für unsere Zwecke nötig ist. Ebenso muß aus ähnlichen Gründen augenblicklich auf die Konstruktion der postglazialen Terrasse verzichtet werden.

Durch obige Ausführungen ist die Terrassenkreuzung sicher bewiesen und damit die weitere charakteristische Eigenschaft des Saale—Elbesystems erkannt, daß oberhalb der Kreuzung von oben nach unten immer jüngere Terrassen aufeinanderfolgen, während unterhalb der Kreuzung die Verhältnisse umgekehrt liegen. Unsere früheren theoretischen Erwägungen haben uns in der positiven Strandverschiebung (ohne Horizontalbewegung der unteren Erosionsbasis) in Verbindung mit der selbstverständlichen Erosion im Oberlaufe die einzige Ursache kennen gelehrt, welche diese auffällige Erscheinung erklärt.

Diese Bedingungen treffen hier zu. Die positive Strandverschiebung geht ohne weiteres aus unserer maßstäblichen Fig. 9 hervor, bei der die alten Meeresmündungen der Elbe in ihren relativen Höhenlagen eingetragen sind. Die zweite Bedingung erfüllt eigentlich nur eine Steilküste. Der Mangel einer Horizontalverschiebung der unteren Erosionsbasis ist in unserem speziellen Falle für den ersten Augenblick auffällig, denn in einem so ausgedehnten Tieflande wie Norddeutschland muß schon eine geringe vertikale Bewegung des Strandes auch eine bedeutende horizontale Verschiebung bedingen. In Norddeutschland aber haben wir den vielleicht einzigstehenden Fall, daß trotz dieser orographischen Verhältnisse die Strandlinie bei einer vertikalen Verschiebung von ca. 200 m keine bedeutende Horizontalbewegung ausführt; denn der Raum, in welchem sich das Meer ausbreiten müßte, wird gleichzeitig mit seiner Entstehung vom Inlandeise und seiner Grundmoräne ausgefüllt.

Die vorstehend entwickelte Konstruktion der Kurvensysteme ist, nebenbei bemerkt, noch für eine andere Aufgabe von großer Wichtigkeit. Wir besitzen in unseren alten Flußterrassen ein vorzügliches Mittel zur Gliederung des Glazialdiluviums[1]). Nun sind zwar die Flußschotter wohl im Süden auf den ersten Blick von den glazialen Schottern zu unterscheiden, nach Norden zu aber werden sie durch vermehrte Aufnahme von Grundmoränenmaterial den glazialen Schottern immer ähnlicher, bis sie, namentlich in Bohrproben, von diesen nicht mehr zu unterscheiden sein werden, zumal die Korngröße stark abnimmt. Da ferner ein alter unterirdischer Lauf nur nach Schichtverzeichnissen von Tiefbohrungen zu konstruieren ist, bei deren Aufstellung wohl meist die Annahme herrschte, daß überall Glazialkiese vorliegen, so würde die Rekonstruktion der alten Terrassen in der Tiefe des norddeutschen Flachlandes wohl unmöglich sein. Da wir aber auf Grund der obigen Konstruktion überall die ungefähre Tiefenlage der Terrassen ziemlich genau vorausbestimmen können, so genügt eine Häufung der Angabe Kies, Sand oder Tonmergel in der entsprechenden Tiefenlage, um in den betreffenden Ablagerungen alte Terrassenbildungen zu vermuten.

Kurz sei hier noch die Frage berührt, ob jene positive Strandverschiebung die Folge einer Bewegung des Landes oder des Meeres ist. Wenn auch in unserem speziellen Falle aus anderen, hier nicht weiter zu erörternden Gründen die Frage bereits in ersterem Sinne entschieden sein dürfte, so verdient doch erwähnt zu werden, daß ein genaues Studium der Flußterrassen uns mit ein Mittel bietet, das die jüngeren Schollenbewegungen im einzelnen sehr genau zu verfolgen gestattet. Fig. 10A sei die kartographische Darstellung eines Flußtales von der Quelle (a) bis zur Mündung (f), dessen wohlausgeglichene Kurve die Linie a—f in Fig. 10B darstellt. Wird nun die ganze Scholle, auf der der Strom a—f fließt, um eine der Küstenlinie f—g entsprechende Achse aus der Blattfläche heraus nach oben gedreht, so wird natürlich auch die Flußkurve in Fig. 10B in ihrer Gesamtheit ein steileres Gefälle erhalten müssen.

Eine einfache Aufwärtsdrehung um den Punkt f als Achse, etwa in die Lage a′—f würde aber den tatsächlichen Verhältnissen nicht gerecht werden; denn dabei erhalten alle Teilstrecken der Kurve ein stärkeres Gefälle, was in Wirklichkeit nicht der Fall ist. Die Aufrichtung der Scholle hat vielmehr

---

[1]) Siegert: Zur Kritik des Interglazialbegriffes. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908.

das Gefälle der einzelnen Talstrecken ganz verschieden beeinflußt. Steiler gestellt wurden nur die Abschnitte, welche in der Ebene der Bewegungsrichtung liegen. Je größer der Winkel der Talstrecke zu dieser Ebene ist, desto kleiner wird ihr Aufrichtungswinkel, bis er endlich, bei Parallelität mit der Achse, gleich Null wird. Diese Talstücke werden also nur gehoben, nicht aber steiler gestellt.

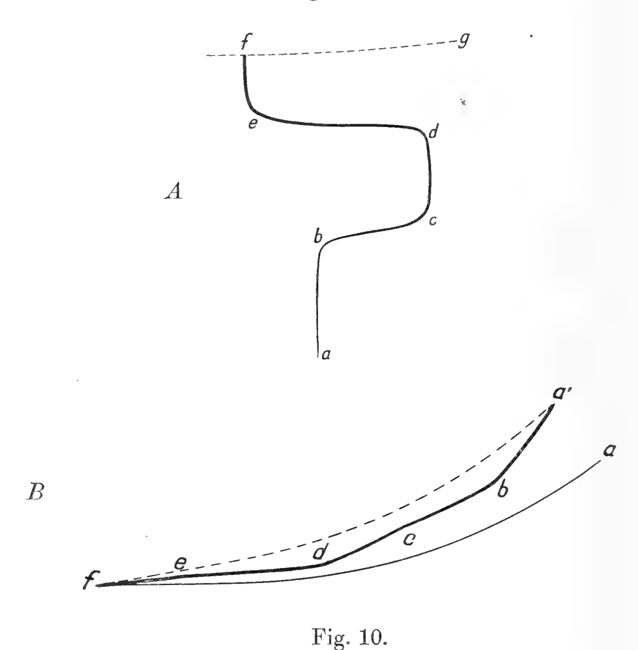


Fig. 10.

In unserem speziellen Falle Fig. 10 werden also die Talstücke a b, c d, e f gehoben und steiler gestellt, während die Abschnitte b c und d e zwar gehoben werden, aber ihr altes Gefälle beibehalten. Aus der Kurve a b entsteht infolgedessen die Kurve a' b c d e f.

Durch eine völlig einheitliche Schollenbewegung wird also, ohne daß sonst der Talboden irgendwelche Veränderungen erleidet, die normale, gleichmäßig konkave Kurve in eine gebrochene Kurve mit abwechselnd konkaven und konvexen Abschnitten umgewandelt.

Ein charakteristisches Beispiel für eine solche Auflösung einer regelmäßigen Stromkurve infolge gleichmäßiger Schollenbewegung scheint mir für die Saale im Süden des Blattes

Lützen zu liegen. Hier kommt die 3. präglaziale Terrasse in ungefährer SW—NO-Richtung an, um hinter Weißenfels scharf in die reine W—O-Richtung umzubiegen. Damit verliert sie aber zugleich fast völlig ihr vorher sehr ausgesprochenes Gefälle. Indes bedarf dieser Fall noch genauerer Nachprüfung, als mir bis jetzt möglich war, ehe weittragende Schlußfolgerungen über die Richtung und Größe der Schollenbewegung daraus gezogen werden können. Denn eine gebrochene, aus verschieden steilen Abschnitten zusammengesetzte Kurve kommt sehr häufig vor, auch bei den heutigen Talsohlen. Diese Kurven sind keineswegs eindeutig, können ihre Gestalt vielmehr den verschiedensten lokalen Ursachen verdanken. Neben dem eingangs erwähnten geologischen Bau und den lokalen Verschüttungen sei vor allem auf eine Möglichkeit hingewiesen, die im norddeutschen Tiefland häufig zu beobachten sein wird. Wenn hier zwei Täler mit ausgeglichener Stromkurve parallel von O nach W verlaufen, wie unsere Urstromtäler, so wird die Kurve des nördlicheren Tales, absolut gerechnet, tiefer liegen als die erste. Bildet sich später zwischen ihnen ein S—N gerichtetes Verbindungsstück heraus, so wird dies meist steileres Gefälle besitzen als die ursprünglichen Täler; aus den beiden gleichen, nur in verschiedenen Niveaus liegenden Kurven a b, c d der Fig. 11 entsteht durch Einfügung des Verbindungsstückes e f die gebrochene Kurve a e f d. Auch die sogenannten Terrassenverbiegungen verdanken ihre Entstehung wohl keineswegs immer lokalen tektonischen Störungen.

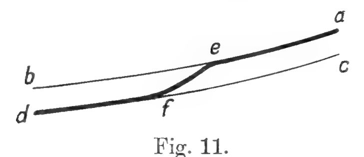


Fig. 11.

Um mit der Schollenbewegung bzw. Strandverschiebung allein die Entstehung der verschiedenen Terrassensysteme zu erklären, müssen wir notwendig periodische Schwankungen in der Bewegung annehmen, wie folgende Überlegungen zeigen. Würde die Scholle, in welcher das Tal liegt, in gleichmäßiger Bewegung aufgerichtet werden mit einer Schnelligkeit, welche die der entgegengesetzt arbeitenden Erosion übertrifft, so würde der Fluß nie seine Nullkurve erreichen. Er hat also auch keine Veranlassung, seine Tiefenerosion zeitweise zu unterbrechen. Diese wird im Gegenteil infolge der zunehmenden Neigung des Gefälles einen immer stärkeren Antrieb erhalten. Im anderen Falle, wenn

die Schollenbewegung gleich schnell oder langsamer erfolgt als die ihr entgegenarbeitende Erosion, wird nach einer bestimmten Zeit die Nullkurve hergestellt und damit die Tiefenerosion zur Ruhe gekommen sein. Die jetzt eintretende Seitenerosion schafft einen breiten Talboden. Seiner kontinuierlichen Bewegung arbeitet die Erosion augenblicklich fortgesetzt entgegen. Es werden dabei zahlreiche Erosionsterrassen infolge der Mäanderbewegung entstehen; es wird aber nicht zur Ausbildung weit voneinander abstehender, gleichmäßig im ganzen Tal hinziehender Terrassen kommen, wie sie unsere Saale aufweist. Hierzu ist unbedingt eine periodische Bewegung mit abwechselnden Bewegungs- und Stillstandsphasen nötig.

Trotzdem bleibt aber noch die Möglichkeit offen, daß in unserem speziellen Falle, bei dem Terrassensystem der Saale-Elbe, jene Schollenbewegung, bzw. die Strandverschiebung, gleichmäßig vor sich ging, da sie während der Diluvialzeit, für welche wir allein die Terrassen zur Zeit bis zum Meere verfolgen können, mit anderen Ursachen verknüpft ist, die eine Periodizität großzügigster Art besitzen, mit den Invasionen des Inlandeises und den Klimaschwankungen. Wie wir gesehen haben, bedingt die Invasion des Eises eine horizontale Verschiebung der unteren Erosionsbasis, hinter deren Wirkung die zugleich damit verbundene vertikale zunächst vollständig zurücktritt. Beim Rückzug findet die entgegengesetzte horizontale Verschiebung statt, die aber infolge der inzwischen erfolgten Auffüllung des versunkenen Terrains durch die Glazialablagerungen den Fluß sogleich in ein höheres Niveau bringt. Infolge der horizontalen Hin- und Herbewegung der unteren Erosionsbasis verläuft also die vertikale Verschiebung tatsächlich sprungweise. Ein weiterer Faktor, der namentlich für den Talabschnitt oberhalb der Kreuzung einer Terrasse mit dem Alluvium die Entwicklung der Terrassen periodisch beeinflußt, sind die Klimaschwankungen, auf deren Einfluß weiter unten noch hinzuweisen ist. Nebenbei sei bemerkt, daß für eine gleichmäßige Schollenbewegung vielleicht auch die ziemlich große Mächtigkeit der interglazialen Bildungen bei Bremen hinweist, indem sie andeutet, daß die Schollenbewegung während der Interglazialzeit keineswegs zum Stillstand gekommen war.

Die Eisinvasion hat ferner noch zur Folge, daß eine weitere Begleiterscheinung der positiven Verschiebung einer Erosionsbasis, die Anhäufung sehr mächtiger Schotterterrassen, unterbleibt. Die mittlere Partie der sonst einheitlichen Schotterterrasse wird ersetzt durch Glazialbildungen. Infolgedessen

können wir in Norddeutschland verschiedene Flußterrassen, getrennt durch Glazialdiluvium, auch in der Tiefe noch unterscheiden. Weiter nach Westen zu, wo das Eis nicht mehr so weit nach Süden drang, so z. B. schon am Rhein, wird sich dieses Verhältnis etwas zugunsten der mächtigen Schotteranhäufungen verschieben.

Unser auf Grund der positiven Strandverschiebung konstruiertes Kurvensystem Fig. 8 erklärt aber ferner noch einige weitere Eigenschaften des Terrassensystems im Saaletal. So ergibt sich daraus zwanglos die Tatsache, daß die Terrassen talabwärts konvergieren. Das verschiedene Ausmaß der Strandverschiebung bedingt bei ähnlicher Gestalt der Kurve, daß die tieferen Terrassen näher aneinanderliegen als die höheren, was noch deutlicher zum Ausdruck käme, wenn auch die Kurve der 2. Interglazialzeit und die postglaziale Kurve eingezeichnet wären. Dieselbe Ursache erklärt endlich auch das auf S. *15* unter Nr. 1 erwähnte Verhältnis der Konvergenzwinkel.

Es bleibt also nur noch eine einzige Eigenschaft zur Erklärung übrig, die Vermehrung der Zahl der Terrassen talaufwärts.

Diese Vermehrung tritt besonders bei einem Vergleich der Terrassenreste von Blatt Saalfeld mit den weiter talabwärts liegenden, eingehend untersuchten Gebieten von Jena und zwischen Naumburg und Halle a. S. hervor. Da aber noch keine Verbindung zwischen diesen Terrassenabschnitten hergestellt werden konnte, so läßt sich im einzelnen noch nicht sagen, in welcher Weise diese Terrassenvermehrung vor sich geht. Mit einiger Sicherheit kann man wohl behaupten, daß die Vermehrung der präglazialen Terrassen eine stärkere ist als die der jüngeren, interglazialen und postglazialen; ebenso, daß sich talaufwärts immer neue höhere, also ältere Terrassen einstellen. Ob deren Fortsetzungen talabwärts überhaupt fehlen, oder ob sie erst nachträglich zerstört sind, läßt sich zurzeit nicht sagen. Erst wenn durch weitere Begehungen des ganzen Saaletales eine genauere Anschauung gewonnen ist, wie sich die zahlreichen Terrassen des Oberlaufes aus den einfacheren Systemen des Unterlaufes entwickeln, dürfte es an der Zeit sein, auch nach den Ursachen zu forschen. In welcher Richtung diese zu suchen sind, geht ja aus den einleitenden theoretischen Erwägungen hervor. Nur eine Ursache der Terrassenvermehrung im Oberlaufe, die Mäanderbewegung, soll sogleich noch etwas näher besprochen werden.

Wenn wir aber auch alle übrigen Erscheinungen bereits ausschließlich durch die Strandverschiebung erklären konnten,

so bleibt trotzdem noch die Frage offen, ob nicht doch auch andere Ursachen gleichzeitig und in gleichem Sinne bei der Ausbildung des Terrassensystems der Saale mitgewirkt haben.

Sehen wir von dem nur ganz lokalen Einfluß ab, welchen der Wechsel des Gesteins usw. auf die Entwicklung der Terrassensysteme hat, so wäre zunächst zu prüfen, wie weit sich Einflüsse der Mäanderverschiebung bei der Erosion bemerkbar machen. Im alluvialen Talboden treten uns solche allenthalben entgegen, die jüngsten in Gestalt von Inseln und Halbinseln, die durch Altwasser abgeschnürt werden. Etwas älter mögen solche Terrassenreste sein, die von bereits fossilen alten Flußarmen, kenntlich durch ihre Ausfüllung mit dunklem, fettem Ton, umschlungen werden. Auch einzelne Stufen, die ihrer Höhenlage nach die Mitte einhalten zwischen dem tiefsten Talboden und der postglazialen Terrasse, die deshalb bei der Kartierung bald der einen, bald der andern Stufe zugezählt werden, sind Zeugen dieses Prozeßes, der sich besonders schön in den breiten Talstrecken auf den Blättern Merseburg-Ost und Halle-Süd studieren läßt, wo infolge des stauenden Einflusses der Giebichensteiner Pforte auf die Saale eine ungemein starke Mäanderbildung stattfindet. In den höheren Terrassen lassen sich solche niedrigen Erosionsstufen nicht mehr mit Sicherheit beobachten, weil die deutlich ausgesprochenen Böschungen im Laufe der Zeit vollständig verschwunden sind, so daß die Schotteroberfläche von der niedrigen zur höheren Stufe ganz allmählich ansteigt. Umgekehrt aber sind derartige flache Anschwellungen und Aushöhlungen der Terrassenoberfläche auch vielfach nur Denudationserscheinungen. Da aber natürlich da, wo die Zwischenstufen unerkennbar oder vernichtet sind, auch weiter auseinanderliegende Erosionsstufen und dann mit deutlichen, auch in langen Zeiten nicht verwischbaren Niveaudifferenzen aneinanderstoßen, so ist es nicht völlig ausgeschlossen, daß die beiden Saaleterrassen der ersten Interglazialzeit Erosionsterrassen sind. Hierfür spricht auch, daß sie im Unterlaufe, wo wir sonst bedeutende horizontale Talverlegungen haben, in ein und demselben Flußbett abgelagert worden sind.

Eine weit größere Rolle scheinen diese Erosionsterrassen im Oberlaufe zu spielen. Die höchsten Terrassen auf Blatt Saalfeld weisen nach der Tabelle von E. ZIMMERMANN[1]) so kleine und schnell wechselnde Höhenunterschiede auf, daß es kaum eine andere Erklärung hierfür geben dürfte. Daß solche

---

[1]) SIEGERT: Bericht über die Begehungen usw. Jahrb. f. 1909, S. 19.

Terrassen gerade im Oberlauf entstehen mußten, ist bei der dort herrschenden stärkeren und schnelleren Erosionstätigkeit des Flußes ja von vornherein zu erwarten. Bei der Konstruktion eines Terrassenprofiles des ganzen Saaletales wird man also einfache Terrassen im Unter- und Mittellaufe mit Terrassengruppen im Oberlaufe zu verbinden haben. Wenn so die Mäanderbewegung bei der Erosion auch mancherlei Einzelheiten in der Entwicklung der Terrassen bedingt, zur Erklärung der großen Züge des Terrassenbildes, der ganz verschiedenen Perioden angehörigen Terrassen bietet sie uns kein Mittel.

Weit wichtiger sind in dieser Beziehung die eingangs als vierte Ursache aufgeführten Klimaschwankungen bzw. Schwankungen der Niederschläge. Sie führen, wie dort gezeigt wurde, zur Ausbildung eines Terrassensystems, das alle wesentlichen Eigenschaften unserer Saaleterrassen besitzen kann, mit Ausnahme der Terrassenkreuzung. Da ferner die Klimaschwankungen regionale Ursachen sind, so erklären sie auch die gesetzmäßige Wiederholung der gleichen Terrassensysteme in allen benachbarten Tälern. Ob aber ihr Einfluß in Wirklichkeit ein so großer gewesen ist, entzieht sich zurzeit unserer genaueren Kenntnis. Die schönen Untersuchungen von HASSINGER über die Terrassen der Donau in der weiteren Umgebung von Wien haben für die meisten Flußterrassen die entsprechende, immer weiter zurücktretende Strandterrasse nachgewiesen, so daß die Entstehung dieses Terrassensystems allein auf die periodische negative Strandverschiebung des Mittelmeeres seit der Tertiärzeit zurückgeführt werden kann, ohne daß es nötig wäre, Klimaschwankungen zu Hilfe zu nehmen. Der gleiche Nachweis ist auch noch für andere ins Mittelmeer mündende Flüsse, so z. B. durch DE LAMOTHE, geführt worden.

Wenn den Klimaschwankungen ein erheblicher Einfluß zukommt, so müssen wir im allgemeinen eine Parallelität zwischen ihnen und den periodischen Strandverschiebungen annehmen. Dieser Gedanke ist von vornherein nicht allzu sympathisch, was selbstverständlich seiner Richtigkeit, falls sich Beweise dafür fänden, nicht im Wege stünde.

In der Diluvialzeit ist eine solche ja vorhanden aber gerade hier braucht, wie wir gesehen haben, die Periodizität in der Strandverschiebung nicht auf rhythmischen Bodenschwankungen zu beruhen, sondern kann bei gleichmäßiger Bodenbewegung sekundär durch Horizontalschwankungen des Inlandeises erzeugt worden sein. Die Annahme einer Parallelität zwischen den Schwankungen des Inlandeises und den Niederschlägen ist selbstverständlich wohl begründet. Dann würde

die Periodizität in der Terrassenbildung der Diluvialzeit ein Ergebnis gleichmäßiger Bodenbewegung in Verbindung mit periodischen Niederschlagsschwankungen sein. Die Wirkung der letzteren würde durch die Veränderung der Schollenneigung nur bald im günstigen, bald im ungünstigen Sinne beeinflußt worden sein. Ist aber diese Annahme richtig, so können wir sie vielleicht auch auf die Entstehung des präglazialen Terrassensystems ausdehnen und auch hier gleichmäßige Schollenbewegung mit periodischen Klimaschwankungen als Ursache der Terrassenbildung annehmen.

Da einerseits die Klimaschwankungen vikariierend für Periodizität der Schollenbewegung eintreten können, und beide Male im Prinzip gleiche Terrassensysteme entstehen müssen, da anderseits die Periodizität der Schollenbewegung aber durch die Oszillationen des Inlandeises verschleiert wird, so ist Norddeutschland nicht geeignet, die Frage zu entscheiden, welchen Anteil jede Ursache im einzelnen an der Herausbildung der Terrassensysteme hat, insbesondere der diluvialen, die bis jetzt am eingehendsten untersucht sind.

Immerhin ergeben sich aus dem Vorgetragenen folgende allgemeine Schlußfolgerungen:

Die Entstehung der Terrassensysteme der Saale bzw. der Saale-Elbe ist auf periodisch wirkende Ursachen zurückzuführen. Die Hauptursache ist die positive Strandverschiebung (infolge Schollenbewegung) ohne Horizontalverschiebung der unteren Erosionsbasis. In zweiter Linie kommen die Klimaschwankungen, in dritter die Eisinvasionen in Betracht. Bei gleichmäßiger Strandverschiebung bedingen Klimaschwankung und Eisinvasion allein die Periodizität der Terrassenentwicklung. Alle übrigen Ursachen bedingen nur lokale Abweichungen vom Hauptschema der Entwicklung.

Da die genannten Ursachen sämtlich regionaler Art sind, so müssen wir das am Saale-Elbesystem entwickelte Terrassenschema auch weiterhin finden. Ganz selbstverständlich ist es bei den Nebenflüssen der Saale, bei Unstrut und Ilm, zu erwarten und durch Spezialuntersuchungen, insbesondere der Herren Naumann und Picard, ja auch bereits festgestellt worden. Aber auch die benachbarten Nebenflüsse der Elbe, Elster und Mulde, haben, soweit ich nach den Aufnahmen der Kgl. Sächsischen und Preußischen Geologischen Landesanstalten sowie nach eigenen Begehungen, die allerdings teilweise lange zurückliegen, urteilen kann, bei der Erosion ihrer

Täler genau nach demselben Schema gearbeitet. Es dürfte daher kaum zu bezweifeln sein, daß alle Täler im gesamten Elbstromgebiet die gleiche Terrassenentwicklung besitzen.

Da die Ursachen für die Ausbildung des eben geschilderten Typus der Terrassenentwicklung weit über das Elbstromgebiet hinausreichen, so müssen wohl auch alle Stromsysteme, soweit sie im Bereiche dieser Ursachen liegen, den gleichen Bau ihrer Täler aufweisen. Eine der Hauptursachen, die positive Strandverschiebung, dürfte sich an der ganzen Nordseeküste geltend gemacht haben. Es ist daher zu erwarten, daß auch das westlichste der deutschen Stromsysteme, das des Rheins, im Prinzip die gleiche Talentwicklung aufweisen wird, wenigstens soweit es innerhalb des mitteldeutschen Gebirgs- und des norddeutschen Tieflandes liegt. Der südlich daran stoßende Abschnitt in der oberrheinischen Tiefebene gehorcht ja bekanntlich anderen Gesetzen. Vom Taunus an talabwärts ist zunächst die für Mitteldeutschland normale Terrassenfolge vorhanden, nach der die Terrassen um so tiefer liegen, je jünger sie sind. Talwärts konvergieren die Terrassen in derselben Weise wie an der Saale. Im Unterlaufe aber muß die Reihenfolge der Terrassen genau wie bei der Elbe gerade umgekehrt sein. Den Beweis hierfür liefern die Lagerungsverhältnisse der pliocänen Kieseloolithstufe. Innerhalb des rheinischen Schiefergebirges ist sie entsprechend ihrem hohen Alter einer der orographisch höchsten Horizonte. Mit dem Eintritte in das Gebiet der Niederrheinischen Bucht aber sinken die Schotter der Kieseloolithstufe unter das Niveau der Hauptterrasse hinunter[1]). In Holland sind sie erst in verschiedener, z. T. beträchtlicher Tiefe unter dem Alluvium, erbohrt worden. Daß die tiefsten Partien dabei in Grabenversenkungen liegen, ist von nur nebensächlicher Bedeutung. Da die jüngeren Flußtäler sich eben in diesen Grabenversenkungeu entwickeln, kommt es zu einer Kreuzung der Kieseloolithstufe mit dem Alluvium. Die Annahme einer Kreuzung der dazwischen liegenden diluvialen Terrassen aber, für die zur Zeit außer der nicht maßgebenden Konvergenz der Terrassen noch kein direkt verwertbares Beobachtungsmaterial vorliegt, ist nach Analogie mit dem Elbsystem mindestens sehr wahrscheinlich[2]).

---

[1]) E. Kaiser: Die Entstehung des Rheintals. Verhandlungen der Gesellschaft deutscher Naturforscher und Ärzte. Cöln 1908.

[2]) Nach einer Mitteilung von Herrn Fliegel in der Diskussion trägt Herr Professor Pohlig die gleichen Ansichten schon seit 20 Jahren im Kolleg vor.

In großen Zügen ist also das Bild der Terrassenentwicklung am Rhein dasselbe wie beim Saale-Elbsystem, wenn auch dort gerade die Verhältnisse im einzelnen etwas komplizierter sein mögen, einmal infolge lokaler tektonischer Einflüsse, sodann aber dadurch, daß das Inlandeis nicht gleich tief wie in das Elbe-Saaletal eindrang, und deshalb unterhalb der Kreuzung das trennende Mittel zwischen den Terrassen fehlt, so daß hier höchstwahrscheinlich die obenerwähnten, das normale Maß an Mächtigkeit bedeutend überschreitenden Schottermassen auftreten werden.

Zur Erklärung der Terrassen im rheinischen Schiefergebirge hat man ja schon seit langer Zeit eine Hebung des rheinischen Schiefergebirges, die im Süden stärker als im Norden auftrat, in Anspruch genommen und diese alte Theorie ist durch die neueren Arbeiten zahlreicher Geologen, welche sich mit diesem interessanten Problem beschäftigten, allenthalben bestätigt worden. Die Schollenbewegung, welche die Terrassenentwicklung verursacht hat, ist also im Prinzip die gleiche gewesen wie beim Saale-Elbsystem. Das Endergebnis der verschiedenen säkulären Schwankungen und tektonischen Prozesse, soweit es für die Entwicklung der Terrassen in Betracht kommt, der Klimaschwankungen und Eisinvasionen ist auch am Rhein gleich dem einer Schollenneigung um eine im großen und ganzen west-östlich gerichtete, sich im Laufe der Zeit verschiebende Achse im Sinne einer positiven Strandbewegung auf der Meeresseite und einer Hebung auf der anderen, mittelgebirgischen Seite.

Wenn aber die Terrassenentwicklung im Rhein- und Elbsystem nach dem gleichen Gesetz erfolgt, so ist von vornherein anzunehmen, daß gleiches auch für die dazwischen liegende Weser gilt. In der Tat habe ich bei ausgedehnten Begehungen der Weserterrassen, über welche an anderer Stelle berichtet werden soll, allgemein den Saale-Elbtypus der Talbildung beobachten können. Lokale Abweichungen, auch von größerer Ausdehnung, kommen natürlich auch hier vor.

Wie weit dieser gleiche Typus der Talbildung nach O und W reicht, konnte ich im einzelnen noch nicht nachprüfen.

Schon der Umstand, daß eine der wichtigsten Bedingungen für die Ausbildung des hier geschilderten Taltypus die positive Strandverschiebung ist, also eine Erscheinung, die wenn auch regional, so doch von räumlich beschränkter Gültigkeit ist, zeigt uns, daß auch unser Typus der Talentwicklung nur räumlich begrenzte Geltung haben kann. Eine allgemein-

gültige Theorie der Talbildung ist daher unmöglich. Eine negative Strandverschiebung, wie sie z. B. am Mittelmeer seit tertiärer Zeit besteht, wird z. B. gegenüber unserem Typus der Kreuzung, den Typus der offenen Terrassensysteme erzeugen, wie zahlreiche Beobachtungen bestätigen. Einen allgemein gültigen Typus der Talentwicklung, wie DE LAMOTHE vermeint, stellt aber auch dieser nicht dar.

*) Die Erkenntnis vom gleichen Terrassenbau der genannten drei großen Stromsysteme hat eine erhebliche Bedeutung für die Stratigraphie des Diluviums. Eine exakte Gliederung des Diluviums im Randgebiet läßt sich nur gewinnen durch eine Klarlegung der Verbandsverhältnisse von Flußterrassen und Glazialablagerungen. Sind auf diese Weise die Altersverhältnisse der Terrassen usw. aber einmal an einer Stelle festgelegt, wie zurzeit an der Saale, so lassen sie sich ohne weiteres auch auf die anderen Stromsysteme übertragen, wenn die Terrassen nach ihrer relativen Lage zu parallelisieren sind. Wichtig ist hierbei nur, daß man gleichwertige Talabschnitte miteinander vergleicht, da, wie wir gesehen haben, talaufwärts eine Terrassenvermehrung eintritt. Am geeignetsten scheint mir hierzu, soweit meine Erfahrungen zurzeit reichen, die Talstrecke nahe oberhalb der Kreuzungen zu sein. Die Festlegung der Kreuzungspunkte ist deshalb von Wichtigkeit.

Den besten Prüfstein für die Richtigkeit der hier entwickelten Theorie bildet daher der nachstehende Versuch einer Altersbestimmung der Rheinterrassen in dem oben umgrenzten Gebiet auf Grund des Vergleichs mit den Saaleterrassen nach der relativen Höhenlage.

Saale		Rhein
Alluviale Terrasse		Alluvium
Postglaziale Terrasse		Höheres Alluvium
Terrasse der 2. Interglazialzeit		Niederterrasse
Hauptterrasse	der 1. Interglazialzeit	Tiefste Mittelterrasse
Höhere Terrasse		Hochterrasse a. Rodderberg
Vierte	präglaziale Terrasse	Hauptterrasse
Dritte		
Zweite präglaziale Terrasse		?
Erste präglaziale Terrasse		?

*) Dieser letzte Abschnitt mußte wegen Zeitmangels im Vortrag weggelassen werden.

Hierzu ist zu bemerken, daß der Begriff „Interglazial“ bei der Saale in weiterem Sinne als gewöhnlich gebraucht ist. Mit dem Namen „Terrasse einer Interglazialzeit“ wird das Produkt eines Talbildungsprozesses belegt, der in der vorhergehenden Eiszeit beginnt, die ganze Interglazialzeit über andauert und mit dem Hereinbrechen der folgenden Eiszeit erst sein Ende findet. Es reicht demnach die 4. präglaziale Terrasse in die 1. Eiszeit (Elstereiszeit), die Hauptterrasse der 1. Interglazialzeit in die 2. Eiszeit (Saaleeiszeit), die Terrasse der 2. Interglazialzeit in die 3. Eiszeit (Weichseleiszeit) herein.

Ob die postglaziale Terrasse etwa in Beziehung zu einer 4. Eiszeit, oder was wahrscheinlicher ist, zu einem besonderen Stadium der 3. Eiszeit steht, muß einstweilen dahingestellt bleiben. Die Bezeichnung 1., 2. und 3. Eiszeit und dementsprechend die der Interglazialzeiten bezieht sich auf die bis jetzt bekannt gewordenen 3 Eiszeiten Norddeutschlands, die Elster-, Saale- und Weichseleiszeit, und enthält in ihren Zahlen keine Parallelisierung mit den alpinen Eiszeiten.

Am Rhein ist die Höhere Alluvialstufe bisher wohl nicht berücksichtigt worden. Erst W. WUNSTORF hat in Erkenntnis ihrer Bedeutung sie auf den noch nicht veröffentlichten Blättern Birgelen und Erkelenz ausgeschieden.

Zugunsten unserer Parallelisierung dürfte der auffällige Umstand sprechen, daß sich in der 1. Interglazialzeit sowohl an der Saale wie am Rhein eine Terrassengruppe entwickelte mit den beiden deutlich entwickelten Stufen der „Tiefsten Mittelterrasse“ (KAISER) und der Hochterrasse am Rodderberg (STEINMANN). Die Hauptterrasse des Rheins wurde mit zwei präglazialen Saaleterrassen parallelisiert, weil diese nur im Unterlaufe zu trennen sind. Bereits in der Gegend von Naumburg, deren Terrassen von den Herren NAUMANN und PICARD aufs gründlichste erforscht wurden, konnte nur noch die dritte präglaziale Terrasse nachgewiesen werden. Die Parallelisierung der höchsten Saale- und Rheinterrassen ist noch sehr unsicher. Einmal sind die gegenseitigen Beziehungen dieser Terrassen an der Saale noch nicht völlig klargestellt, ist die 1. präglaziale Terrasse zurzeit doch nur von einem einzigen Punkt bekannt. Andererseits ist aber die Frage, ob die Hauptterrasse nicht doch gegliedert werden muß, noch keineswegs entschieden.

Wegen Mangel an Zeit werden die **Diskussionen** zu den Vorträgen bis zum Schluß der Sitzung verschoben. (Siehe S. *61*.)

Herr **F. SOLGER** sprach über: **Neuere Beobachtungen an brandenburgischen Talsanddünen.**

Als ich zum letzten Male hier über norddeutsche Dünen sprach, hatte ich eine Anzahl Thesen aufgestellt[1]), die damals nicht zur Erörterung kamen, weil anscheinend niemand der Herren sich zu jener Zeit näher mit diesen Fragen beschäftigte. Inzwischen sind einige Arbeiten erschienen, die ich als eine gewisse Antwort auf meine Thesen ansehen darf, und auf die ich kurz erwidern möchte, ehe ich jetzt für längere Zeit Europa verlasse.

Die erste Arbeit stammt von Herrn v. LINSTOW[2]) und beschäftigt sich nur mittelbar mit der Dünenfrage. Herr v. LINSTOW hatte früher[3]) gewisse Feinsande am Nordrande des Flämings als kryokonitähnliche Eissedimente gedeutet und ihre Zurechnung zum Löß mit den Worten abgelehnt: „daß unsere Feinsande in bezug auf den Gehalt an Staubteilchen eine Mittelstellung zwischen Löß und Mergelsand einnehmen, aber niemals den beim Löß vorhandenen Betrag erreichen". Ich hatte meinerseits dann diese Zwischenstellung damit erklärt[4]), daß die Ostwinde, die den Sand unserer Dünen zusammenwehten, die Staubteile weiter trugen und das gröbere Material schon am Fläming, das feinere erst weiter westlich und südwestlich in den eigentlichen Lößgegenden ablagerten. In seiner neuen Arbeit wendet sich Herr v. LINSTOW gegen diese meine Auffassung und sagt: „Jene Staubsande stellen durchaus keine Zwischenstufe zwischen Sand und Löß dar, sondern sind nur als ein etwas abweichender Löß zu betrachten." Ich habe keine Ursache, den früheren Herrn v. LINSTOW gegen den jetzigen zu verteidigen. Ich habe die Unterschiede dieser Feinsande vom Löß nie für wesentlich angesehen und freue mich, daß Herr v. LINSTOW derselben Meinung geworden ist, und daß die Sande mit einem recht zweckmäßigen Ausdruck bei der geologischen Kartierung als „lößähnliche Staubsande" bezeichnet worden sind.

---

[1]) Diese Zeitschr., Bd. **60**, 1908, Monatsber. 3, S. *59*.

[2]) v. LINSTOW: Löß und Schwarzerde in der Gegend von Köthen (Anhalt). Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, Bd. XXIX, Heft 1.

[3]) v. LINSTOW: Über jungglaziale Feinsande des Flämings. Ebenda f. 1902, Bd. XXIII, Heft 2, S. 292.

[4]) SOLGER: Über fossile Dünenformen im norddeutschen Flachlande. Verh. des XV. Deutschen Geographentages zu Danzig 1905, S. 166.

Ich gehe zu der zweiten Arbeit über, in der sich Herr JENTZSCH „Über den Eiswind und das Dünengebiet zwischen Warthe und Netze“ äußert[1]). Aus ihr ergibt sich, daß die von mir vertretene Auffassung in ihren wesentlichen Punkten — von Herrn JENTZSCH stammt; denn er hat schon auf die „Eiswinde“ hingewiesen und auch auf das erhebliche Alter unserer meisten Inlanddünen. Er zweifelt auch nicht daran, daß jene Eiswinde Dünen schufen, nur leugnet er, daß solche Dünen schon gefunden seien. Herr JENTZSCH lehnte eine Beteiligung an der Dünenexkursion, auf der ich einigen Herren der Geologischen Gesellschaft die typischen Dünen der Schorfheide zeigte, seinerzeit grundsätzlich ab. Ich habe ihm also meine Auffassung nicht in der Natur erläutern können. Vielleicht wäre er sonst zu andern Anschauungen gekommen. Er gibt weiter an, es sei durch zahlreiche Funde für das Weichselgebiet nachgewiesen, daß dort recht ansehnliche Binnendünen (gemeint sind binnenländische Dünen) erst vor wenigen Jahrtausenden gebildet seien, und daß Kulturschichten, die Herr KORN unter Dünen bei Czarnikau gefunden habe, dasselbe für das Netzegebiet beweisen. Da kein Zitat angeführt war, habe ich mir über den Fund des Herrn KORN keine Meinung bilden können; für das Weichselgebiet möchte ich auf die Mitteilung von Herrn Dr. WOLFF[2]) hinweisen, daß auf Dünen des Weichselgebietes neolithische Werkzeuge gefunden seien, daß diese Dünen damals also jedenfalls schon vorhanden waren.

Im übrigen verweise ich wegen der Frage jugendlicher Verwehungen auf eine im Druck befindliche ausführlichere Dünenarbeit von mir[3]).

Für die Dünen zwischen Warthe und Netze stellt Herr JENTZSCH dann eine eigene Theorie auf, mit der ich mich näher beschäftigen muß. Herr JENTZSCH unterscheidet den mittleren Teil des Dünengebietes, der großenteils aus nordsüdlich verlaufenden Dünenrücken besteht, von den nördlich und südlich sich anschließenden bogenförmigen und ostwestlich gestreckten Formen, die er für jünger erklärt. In dem älteren Mittelstück erklärt er für die ältesten Ketten die östlichen, weil sie auf Talsanden von etwa 60 m Meereshöhe liegen, während die westlichen auf Talsanden von etwa 40 m über

---

[1]) Diese Zeitschr., Bd. **60**, 1908, Monatsber. 5, S. *120—124*.

[2]) Verh. d. XV. Deutschen Geographentages zu Danzig 1905, S. XXXII (Sitzungsbericht).

[3]) Erscheint in den Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde.

N.N. aufgesetzt sind. Er nimmt einen großen Binnensee an, der von Osten Zufluß gehabt hätte und von hier aus allmählich zugeschwemmt wäre. Auf diesem jungen Anlandungsgebiete sollen die großen Dünen als Stranddünen entstanden sein; die Mitwirkung von Ostwinden wird abgelehnt, da die östlichsten Dünen die ältesten seien, und das westlichere Gelände dann im Windschatten jener gelegen haben müßte, wo eine Dünenbildung mithin nicht eintreten konnte.

Nach dieser Auffassung sind schon die „älteren“ Dünen des Gebietes jünger als der Eiswind, über die „jüngeren“ randlichen Dünen wird keine Ansicht geäußert.

Hierauf ist zu erwidern, daß die Sandmassen für die Zuschüttung des Sees doch nur von Schmelzwässern herrühren konnten, das Eis mithin nicht allzuweit gelegen haben kann, und das Fehlen des Eiswindes auffallen muß. War das Eis noch nahe, so dürfen wir uns den Strand jenes Sees wohl nicht sehr vegetationsreich denken. War die Pflanzenwelt aber spärlich, so konnte sie auch nicht viel Sand festhalten, geschweige denn Dünen von über 20 m Höhe bilden, die wir selbst an unserer Ostseeküste nirgends an Stellen finden, an denen wir auf vorrückendem Strande nacheinander entstandene Dünenketten sehen. Außerdem gibt es keinen Binnensee von der hier in Betracht kommenden Größenordnung, der heutzutage annähernd so große Dünen zeigte trotz des jetzt reicheren Pflanzenwuchses, der mehr Sand festhalten könnte. Das Ausschlaggebende ist aber, daß der ganze See nicht vorhanden gewesen ist. Ein Blick auf den Verlauf der 50 und 60 m-Isohypse lehrt das sofort. Das Gelände hat ein recht gleichmäßiges und nicht unbedeutendes Gefälle nach Westen, während man doch mit Recht zum Nachweis ehemaliger Seen gefällose Terrassen fordert. Ich möchte also Herrn JENTZSCH bitten, die Ufer dieses Sees im Norden, Süden und Westen nachzuweisen, wo sie sich anscheinend nicht wesentlich verschoben haben, da dort entsprechende Dünensysteme fehlen.

Wenn danach die Theorie des Herrn JENTZSCH nicht richtig sein kann, so entsteht die weitere Frage, ob seine Gegengründe gegen meine Ostwindtheorie geeignet sind, diese zu erschüttern.

Der einzige angeführte Grund, nämlich der, daß die westlicheren Dünen jünger sein müßten als die östlicheren, weil sie auf jüngeren Talsanden lägen als jene, ist hinfällig. Es können natürlich beide jünger sein als der jüngste Talsand, und dann läßt sich über ihr gegenseitiges Altersverhältnis überhaupt nichts sagen. Wir halten doch auch nicht das

Rüdersdorfer Diluvium für älter als das Senftenberger, weil jenes auf Trias liegt und dieses auf Tertiär.

Die Ostwindtheorie ist also überhaupt nicht wirksam angegriffen. Daß sie andererseits gestattet, die tatsächlichen Verhältnisse einheitlich und recht befriedigend zu erklären, wird in meiner demnächst erscheinenden zusammenfassenden Arbeit dargelegt.

Ich wende mich zu dem dritten Aufsatze, der die Düne von Wilhelmshagen - Woltersdorf behandelt und von Herrn WAHNSCHAFFE herrührt[1]). Er war für mich der interessanteste, weil er eine der schwierigsten und bisher noch am wenigsten geklärten Fragen des Dünenproblems anschneidet, nämlich die Frage nach dem innern Bau unserer Inlanddünen. Herr WAHNSCHAFFE führt den von ihm untersuchten Dünenzug auf Nordwestwinde zurück, weil eine Düne des aus vier Dünengruppen bestehenden Zuges, der Püttberg bei Wilhelmshagen, eine flache Böschung im Nordwesten, eine steile im Südosten hat, und weil in einem Aufschlusse am Eichberge bei Woltersdorf an einer Stelle Dünensand auftritt, der unter 32^0 südlich fällt, während ein gleich steiles Einfallen gegen Norden nicht beobachtet wurde, Was den ersten Grund betrifft, so möchte ich die Beobachtungen Herrn WAHNSCHAFFEs dahin ergänzen, daß zwar ein Teil des Püttberges die angegebenen Böschungsverhältnisse hat, daß aber daran sich ein ostwestlich gerichteter Ausläufer anschließt, der die Steilseite im Norden, die flache Seite im Süden zeigt (Fig. 1). Wäre der oben gezogene Schluß berechtigt, dann müßte man folgerichtig auch annehmen, daß dieser Ausläufer von Südwinden herrührt. Man käme dann zu der von Herrn WAHNSCHAFFE selbst wohl kaum geteilten Folgerung, daß an derselben Düne sowohl Nordwest- als Südwinde unabhängig voneinander gewirkt hätten.

Ungleich einfacher scheint mir die Auffassung, die ich für die durchaus analog gebildeten Dünen der Schorfheide aufgestellt habe, daß die heutigen Profilverhältnisse das Werk der Südwest- bis Westsüdwestwinde sind, die heute herrschen. Daß die Winde, die die heutigen Profile erzeugten, eine südliche Komponente hatten und keine nördliche, geht aus den Böschungsverhältnissen am Eichberge bei Woltersdorf gleichfalls hervor. Hier sehen wir einen Bogen, der nach Westnordwesten geöffnet ist und zwei lange schmale Ausläufer hat, von

---

[1]) Jahrb. der Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, Bd. XXX, Teil I, Heftt 3, S. 540—548.

denen sowohl der nördliche als auch der südliche ihre steilen Seiten nach Norden kehren.

Ein Blick auf die Karte läßt erkennen, daß der ganze Dünenzug aus Bogen und Bogengruppen besteht, die ihre Ausläufer westwärts kehren, und nach dem eben Gesagten sowohl in Grundriß wie Böschungsverhältnissen sich durchaus auf das Schema der Schorfheidedünen bringen läßt, wenn er auch geringere Regelmäßigkeit zeigt als jene. Sehr deutlich ist die Gliederung in mehrere Dünengruppen, die in gleichen Abständen in der Richtung der alten Ostwinde aufeinanderfolgen; Eichberg, Grenzberge, Püttberg, Schonungsberg. Darin liegt eine ähnliche Erscheinung wie das regelmäßige Aufeinander-

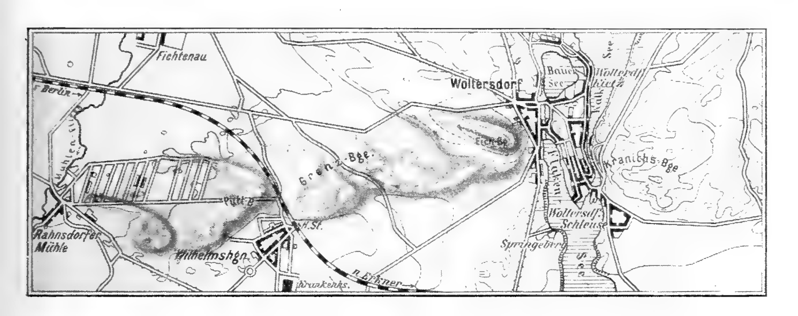


Fig. 1.
Der Dünenzug von Woltersdorf—Wilhelmshagen.
Maßstab 1 : 75000.

folgen einzelner Wellenfurchen, das man auf jedem lockeren Sandfelde beobachten kann. Wegen des Näheren möchte ich auch hier auf meine größere Arbeit verweisen.

Ich komme zu dem zweiten Grund, den Herr WAHNSCHAFFE anführt, die Schichtung im Eichberge. Dieser Berg wird von Osten durch eine Sandgrube angeschnitten (Fig. 2), die den darunterliegenden Diluvialsand abbaut. Der Dünensand ist z. T. fortgeräumt und auf die Halde geworfen worden. Dabei ist ein großer Aufschluß von nord-südlicher Front an der Ostseite des Berges entstanden, und von dessen südlichem Ende führt eine kleinere Versuchsgrabung nordwestlich in den Berg hinein. Diese letztere Grabung zeigt, daß das Diluvium hier rasch auf etwa 67 m Meereshöhe ansteigt, während es unmittelbar vor der Sandgrube nur etwa 50 m und in der nördlich anschließenden Barnimhochfläche anfangs nur ungefähr 55 m hoch liegt.

Die Eichbergdüne ist da, wo sie aufgeschlossen ist, also nur ein Flugsandmantel über einer Diluvialerhöhung, über die sie kaum 4 m hinausragt. Es ist von vornherein klar, daß die Schichtung einer solchen „Düne“ nicht typisch für unsere Inlanddünen überhaupt sein kann. Sie fällt sogar aus dem Rahmen des hier besprochenen Dünenzuges deutlich heraus. Während der Abstand zwischen Schonungsberg, Püttberg und Grenzbergen jedesmal fast genau 1 km beträgt, liegt der Eich-

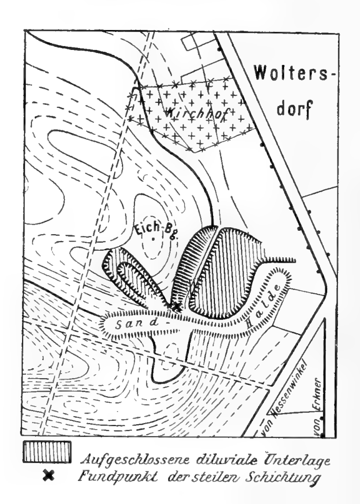


Fig. 2.
Aufschluß im Eichberg bei Woltersdorf.
Maßstab 1 : 10000.

berg $1^1/_2$ km östlich der Grenzberge; $^1/_2$ km südwestlich, also wiederum genau 1 km östlich der Grenzberge, schließt sich aber die schön entwickelte Südhälfte eines Dünenbogens an ihn an, dessen zugehörige Nordhälfte wir sozusagen im Eichberge, aber $^1/_2$ km zu weit östlich, finden. Während der übrige Sand von den Ostwinden nach Westen getrieben wurde, blieb der Dünensand des Eichberges an der erwähnten Diluvialhöhe gleichsam hängen und zeigt daher auch so außerordentlich schmale, lange Ausläufer, die übrigens beide auf dem Plateaurande liegen.

Ist seine Schichtung mithin nicht als typisch anzuerkennen, so bliebe doch noch die Frage offen, ob sie überhaupt einen Schluß auf nordwestliche Winde auch nur an dieser Stelle zuläßt.

Dabei möchte ich zunächst warnen vor der Heranziehung von Wanderdünen der Küste zum Vergleich. Herr WAHNSCHAFFE schließt so: Da an der Südostseite des Eichberges Schichten von 32° Neigung vorkommen, muß es sich um die Leeseite handeln; denn nach SOKOLOW gehen die Neigungen der Schichten auf der Luvseite baltischer Küstendünen nicht über 17° hinaus und erreichen diese nur bei Dünen, die vom Winde zernagt werden. Ich glaube annehmen zu müssen, daß hier eine Verwechselung zwischen der Neigung der Oberfläche und der Schichtung vorliegt; die wandernde Düne besitzt keine Schichtung parallel der Luvseite, da an dieser nicht Anlagerung, sondern Abtragung stattfindet. Solche Dünen sind vielmehr durch und durch der Leeseite parallel geschichtet. Mit ihnen können wir den Eichberg also überhaupt nicht vergleichen, der ganz überwiegend eine äußerst flache, mit Kreuzschichtung untermischte Lagerung aufweist. Wir müssen zum Verständnis des inneren Baues unserer Inlanddünen vor allem an diesen selbst Vergleichsbeobachtungen machen. Wir werden dann finden, daß die Begriffe Luv- und Leeseite überhaupt schwer durchzuführen sind, wie das bei bogenförmigen, teils in N—S-, teils in O—W-Kämme übergehenden Formen ja eigentlich selbstverständlich ist. Ich bin mit Herrn WAHNSCHAFFE der Meinung, daß eine Neigung von 32° auf der Luvseite einer Düne nicht vorkommt; aber bei Ostwinden würde es sich auch im vorliegenden Falle nicht um die Luvseite handeln, sondern um eine Fläche, an der der Wind seitlich vorbeigestrichen wäre, und an solchen Flächen kann wohl eigentlich jede beliebige Neigung zunächst erwartet werden. Worauf es ankommt, das sind Beobachtungen an gut aufgeschlossenen typischen Inlanddünen. Solche Aufschlüsse sind selten, und vor allen Dingen müssen sie rasch aufgenommen werden, da der Sandflug sie schnell unbrauchbar macht. Ich möchte deshalb eine Beobachtung und daran geknüpfte Gedanken hier anführen, um die in Norddeutschland kartierenden Herren zu bitten, daß sie bei ihren Arbeiten die darin angeregten Gesichtspunkte ins Auge fassen möchten. Gerade sie werden am besten Gelegenheit haben, neue Aufschlüsse zu entdecken und damit diese Frage zu fördern. Der Aufschluß, an den ich anknüpfen will, liegt in den Dünen, die sich östlich von Luckenwalde, nördlich des Dorfes Neuhof hinziehen und als Schlageberge zusammengefaßt werden. Es sind Bogendünen mit lang ausgezogenen Ausläufern, die sich westlich in einer großen Strichdüne vereinigen und in dieser Gesamtgestalt die Zurückführung auf Nordwestwinde zur völligen Unmöglichkeit machen.

Der Südausläufer einer solchen Bogendüne ist nun durch eine neue Chaussee nördlich von Neuhof aufgeschlossen und zeigt dabei das abgebildete Profil (Fig. 3). Die Schichten fallen nach Süden ein, legen also die gleiche Vermutung nahe wie am Eichberge, daß Winde mit nördlicher Komponente hier gewirkt haben. Da diese Erklärung, wie gesagt, durch die gesamte Form der Dünen ausgeschlossen wird, so will ich eine andere Erklärung geben, deren Nachprüfung ich von neuen Aufschlüssen erhoffe.

Ich möchte zum Vergleich auf die ostfriesischen Inseln hinweisen, die gegenüber der von Westen kommenden Brandung ganz ähnliche Bogenformen bilden, wie die norddeutschen Inlanddünen es seinerzeit gegenüber der von Osten kommenden Luftströmung taten. Ich setze die Grundrißform von Borkum neben die einer Bogendüne (Fig. 4). Borkum zeigt Abwaschung

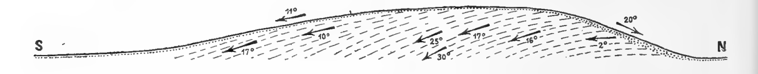


Fig. 3.
Profil durch den Südausläufer einer Bogendüne bei Neuhof.
Maßstab 1 : 100000.

auf der westlichen Seite, der Stoßseite der Brandung, Anlandung an den beiden Ausläufern, die gegen Osten gerichtet sind. Die Anlandungen finden naturgemäß an den äußeren Seiten statt, d. h. am nördlichen Ausläufer im Norden, am südlichen Ausläufer im Süden. Ganz entsprechend müssen wir bei der Bogendüne voraussetzen, daß an ihrem Mittelstück Abtragung auf der Luvseite erfolgt, daß aber die Fortsetzung dieser Luvseite da, wo sie die Außenseite der Ausläufer bildet, den Charakter einer Anlagerungsfläche bekommt. Fanden wir demnach am südlichen Ausläufer wie an dem Aufschluß von Neuhof südwärts gerichtetes Fallen, so müssen wir an Nordausläufern ein Einfallen nach Norden erwarten, und dies nachzuprüfen, bitte ich alle Herren, die dazu Gelegenheit haben.

Ich kehre zu der Wahnschaffeschen Arbeit zurück. Ich hoffe gezeigt zu haben, daß sich die Verhältnisse bei Wilhelmshagen und Woltersdorf durchaus mit meiner Ostwindtheorie vereinigen lassen. Unter diesen Umständen halte ich es für sehr bedenklich, besondere Winde zur Erklärung heranzuziehen. Wer sich länger mit den norddeutschen Inland-

dünen beschäftigt, wird mir zustimmen, daß sie einen durchgehenden Typus immer wieder erkennen lassen. Sie müssen also einheitlich erklärt werden. Ohne die Ostwindtheorie kommt auch Herr WAHNSCHAFFE nicht aus; von den Bogendünen der Schorfheide hat er ausdrücklich gesagt, „sie scheinen für diese Theorie zu sprechen"[1]). Er sucht beide Auffassungen dadurch zu vereinigen, daß er für die Dünen von Wilhelmshagen ein jüngeres Alter vermutet als für die der Schorfheide. Gerade nach der von Herrn WAHNSCHAFFE vertretenen Anschauung, daß das Berliner Haupttal älter ist als das Thorn-

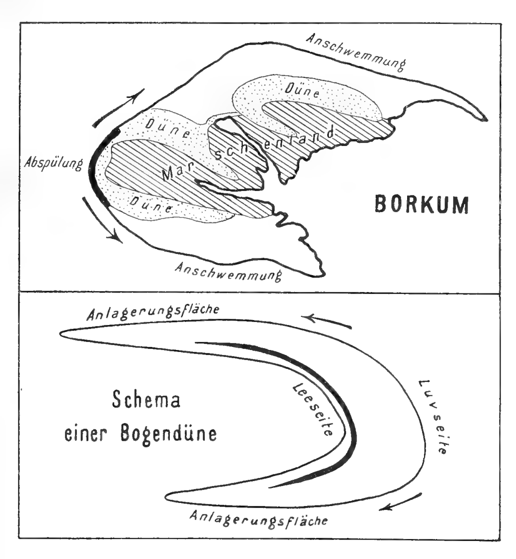


Fig. 4.

Eberswalder, muß aber der Sandr der Schorfheide jünger sein als der Talsand von Wilhelmshagen. Abgesehen davon, ist die Vorstellung sehr schwierig, daß wir unterscheiden müßten:

I. Ostwindperiode: Entstehung der Schorfheidedünen,
II. Nordwestwindperiode: Entstehung der Wilhelmshagener Düne,
III. Südwestwindperiode: Umformung der Profile beider Dünengruppen oder wenigstens der Schorfheidedünen.

---

[1]) WAHNSCHAFFE: Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, III. Auflage, 1909, S. 372.

Wie soll man es erklären, daß Dünen, die in den Perioden I und III verändert werden, die Periode II überdauern ohne Veränderung?

Ich habe hier zwei Theorien zu besprechen gehabt, die an zwei verschiedenen Dünengebieten gewonnen sind. Keine läßt sich auf das andere Gebiet anwenden; beide sind sie nicht übertragbar auf die Dünen der Schorfheide oder die von Luckenwalde. Meine Ostwindtheorie gestattet die Anwendung auf alle diese Formen. Die Ostwinde, die sie zur Voraussetzung hat, werden auch von den Vertretern beider andern Theorien zugegeben, während für trockene Nordwestwinde keine meteorologische Ursache bisher gefunden worden ist. Halten wir daneben, daß beide Theorien auch in den Gebieten, für die sie aufgestellt sind, mit der Beobachtung nicht in Einklang zu bringen sind, so darf ich wohl sagen, daß sie meine Theorie nicht erschüttert haben.

Herr **WILH. WOLFF** sprach über **geologische Beobachtungen auf Sylt nach der Dezemberflut 1909.** (Mit 5 Textfiguren.)

Am 3. Dezember 1909 tobte in der Nordsee ein ungewöhnlich heftiger Südweststurm, der das Wasser an der friesischen Küste zu selten gesehener Höhe emportrieb. Zwar widerstanden ihm die festen Seedeiche der Marsch und der Marscheninseln, und auch die Halligen, auf denen die Sturmflut bis zur Höhe der Werften stieg, kamen dank der Steinböschungen und Lahnungen, mit denen sie in neuerer Zeit gepanzert sind, glimpflich davon[1]). Aber an den unbedeichten Dünenküsten und Diluvialkliffs entstand an manchen Orten beträchtlicher Schaden. Längs der Westküste von Sylt, wo das Hochwasser immerhin um 70 cm hinter der letzten großen Flut vom 6. Dezember 1895 zurückblieb, wurde die mühselig angesammelte und mit Strandhafer bepflanzte Vordüne zwischen Westerland und Kampen bis auf wenige Reste fortgerissen. Das Westerländer Kliff und das von Wenningstedt bis Kampen sich erstreckende Rote Kliff mit seinen losen tertiären und diluvialen Bodenmassen wich unter dem Ansturm der Wogen in wenigen Stunden fast überall merklich zurück, stellenweise um mehrere Meter. Am größten war der Küstenabbruch

---

[1]) Zum Vergleich sei bemerkt, daß die auf den Halligen so verheerende Sturmflut von 1825 nach einer Messung im Wattenmeer bei Keitum (Sylt) 1,40 m höher war als die diesjährige.

nördlich vom Kliffende, wo die Diluvialschichten unter den jüngeren Strandbildungen versinken und die weichen Dünen allein den Ansturm aufnehmen müssen. Sie haben, soweit die ersten Nachmessungen erkennen lassen, bis zu 14 m verloren.

Während sich vor der Flut die berühmten Profile am Westerländer und Roten Kliff (Fig. 1) infolge Anwehung von unten und Verrutschung und Verschlämmung von oben in einem



Fig. 1.
Rotes Kliff bei Wenningstedt (Sylt)
bei der Exkursion der Deutschen Geologischen Gesellschaft, September 1909.

a Düne. *b* Diluviale Steinsohle, bestreut mit neolithischen Artefakten. *c* Hauptmoräne. *d* Kaolinsand durch Abrutsch verdeckt. *e* Vordüne mit Strandhafer besteckt. *f* Vorstrand.

für den geologischen Beobachter sehr ungünstigen Zustand befanden, boten sie nachher außerordentlich schöne und reine Anbrüche. Ich beging sie am 12.—16. Dezember und konnte verschiedene kritische Abschnitte dieser schon so oft und lebhaft erörterten Profile frisch untersuchen, wobei ich mich der liebenswürdigen Unterstützung des Kgl. Düneninspektors Herrn Leu in Keitum erfreute.

Dabei ergaben sich namentlich für das jüngste Tertiär einige neue Tatsachen und Anschauungen, die im folgenden mitgeteilt werden sollen.

Am vollständigsten findet sich das Sylter Tertiär bekanntlich im Morsumkliff an der Ostseite der Insel aufgeschlossen (Fig. 2), und es ist als Grundlage für die nachfolgenden Betrachtungen notwendig, dies Profil kurz anzuführen. Drei Schichtgruppen bauen es auf:

1. Der „Glimmerton“ (FORCHHAMMER) mit der bekannten obermiocänen Meeresfauna; der Ton hat dieselbe Beschaffenheit wie auch sonst in Schleswig-Holstein und ist teils als normaler dunkelgrauer Glimmerton, teils als glaukonitischer Ton und teils als Alaunton ausgebildet.
2. Der „Limonitsandstein“ (Sphärosideritsandstein) — erstere Bezeichnung von FORCHHAMMER, letztere von MEYN herrührend — ein eisenschüssiger, größtenteils rostbraun verwitterter Sandstein mit mariner Fauna.

Hinsichtlich der stratigraphischen Stellung des Limonitsandsteins schließe ich mich GAGELs Bemerkung, daß derselbe durch Übergangsschichten mit dem Glimmerton als seinem Liegenden ziemlich regelmäßig, wenn auch „nicht ganz ohne Störung“ verbunden sei, im wesentlichen an[1]. Bei meinen Besuchen Ende Oktober und Mitte Dezember v. J. sah ich die Schichtenserie unter der östlichsten Limonitsandsteinbank des Kliffs vollkommen von Gehängeschutt entblößt. Der Sandstein wurde nach dem Liegenden eisenärmer, lockerer und feiner und ging in graue tonige Sande und Bändertone von gleichem Einfallen über, die ihrerseits auf Glimmerton ruhten. Er bildet also das normale Hangende des Glimmertons und

---

[1]) C. GAGEL: Über die Lagerungsverhältnisse des Miocäns am Morsumkliff auf Sylt. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., 1905.

In einer späteren Arbeit (Die Braunkohlenformation in der Provinz Schleswig-Holstein; G. KLEIN, Handbuch für den deutschen Braunkohlenbergbau, Halle 1907) kommt GAGEL im Zusammenhang mit der Sylter Braunkohle nochmals auf den Limonitsandstein zu sprechen und sagt: „Der [Morsumer Braunkohlen-] Aufschluß ist jetzt ... verstürzt und später nur noch einmal von MEYN erwähnt und abgebildet worden in der geognostischen Beschreibung der Insel Sylt ..., Seite 642, Profil 1; die Braunkohlenflöze liegen hier im normalen Liegenden des marinen Limonitsandsteins, der von Kaolinsand und obermiocänem Glimmerton überlagert wird.“ Ich nehme an, daß GAGEL hiermit MEYNs Ansicht bezeichnen will, nicht seine eigene, die nach der Darstellung von 1905 anders ist.

ist tatsächlich, wie SEMPER erklärt hat[1]), das jüngste Glied unseres marinen Tertiärs, offenbar eine Strandbildung des zurückweichenden Glimmertonmeeres. GOTTSCHE hat dies zwar später[2]) bestritten, doch ist er sichtlich weniger durch paläontologische Gründe als durch die irrige stratigraphische Deutung MEYNS[3]) zu der Auffassung gebracht, daß der Limonitsandstein dem Holsteiner Gestein gleichzustellen sei, das höheren Alters ist als der Glimmerton. Die Fauna bietet zu dieser Auffassung



Fig. 2.
Morsumkliff (Sylt) bei Ebbe von Westen gesehen.
Das Tertiär fällt schräg nach links gegen den Hintergrund ein.

a Kaolinsand. *b* Limonitsandstein, einen Felsvorsprung bildend. *c* Bänderton (Übergangsschichten zwischen Limonitsandstein und Glimmerton). *d* Glimmerton, nach links ausgequollen. *c₁* Watt. *d₁* Erratische Blöcke als Abrasionsrest auf dem Watt. *e* Diluviale Geschiebesanddecke.

keine Handhabe. Sie ist artenarm, schlecht erhalten und ungenügend erforscht, steht aber nach den bisherigen Unter-

---

[1]) O. SEMPER: Paläontologische Untersuchungen I. Neubrandenburg 1861.

[2]) C. GOTTSCHE: Über das Alter des Limonitsandsteins auf Sylt. Diese Zeitschr., Bd. **37**, 1885.

[3]) L. MEYN: Geognostische Beschreibung der Insel Sylt. Abhandl. z. geol. Karte von Preußen usw., Bd. 1, H. 4 (1876).

suchungen derjenigen des Glimmertons näher als der mittelmiocänen und enthält keine typisch mittelmiocänen Arten.

3. Der „Kaolinsand“ (FORCHHAMMER), ein weißer, mehr oder minder kaolinhaltiger Quarzsand, häufig glimmerhaltig, von ganz feinen bis ganz groben Korngrößen. Er ist ein Süßwasserabsatz, der sich konkordant über den Limonitsandstein lagert und stellenweise Fossilien desselben auf sekundärer Lagerstätte führt.

Der Kaolinsand wechsellagert ferner mit Bänken von hellfarbigem „Pfeifenton“ und zeigte zu MEYNs Zeiten am Morsumkliff auch zwei kleine Flözchen mulmiger, mit Pfeifenton verunreinigter Braunkohle, die MEYN mit dem „Töck“, jenem merkwürdigen schiefrigen Torf am Grunde des Helgoländer Nordhafens, verglich[1]).

Die wichtigste Eigentümlichkeit des Kaolinsandes ist aber sein Gehalt an verkieselten nordischen Fossilien sowie seine Zusammensetzung aus deutlich nordischen Gesteinselementen, die sich jedoch durch einen greisenhaften Erhaltungszustand scharf von den gleichartigen Gesteinen und Mineralien des den Kaolinsand bedeckenden Glazialdiluviums unterscheiden. Wir verdanken E. STOLLEY[2]) eine umfassende und bewundernswert sorgfältige Studie über die Zusammensetzung und die stratigraphische Stellung des Kaolinsandes, mit der schon MEYN sich eingehend beschäftigt hatte. Die Hauptmasse des Sandes bilden Quarze und Quarzite aus einem granitisch-gneisischen Grundgebirge; man findet unter ihnen zuweilen noch zusammenhängende granitische Quarzskelette. Ferner treten auf: Brocken von präcambrischen und cambrischen Sandsteinen (z. B. Öländer *Tessini*-Sandstein), in lavendelblauen Hornstein verwandelte Gesteinspartikel und Fossilien des Untersilurs (Jewesche, Lyckholmer und Borkholmer Zone Estlands-Schwedens, *Leptaena*-Kalk Schwedens) und — seltener — des Obersilurs (*Pentamerus*-Kalk, oolithische Gesteine, Gesteine mit *Rhynchonella nucula* SOW.); endlich Bruchstücke von Kaolinsandsteinen, z. T. konglomeratischen Charakters, die wahrscheinlich aus einer älteren Tertiärbildung entführt sind und zuweilen Reste von verkieseltem Koniferenholz erkennen lassen. Das Vorkommen

---

[1]) L. MEYN: Zur Geologie der Insel Helgoland. Kiel 1864, Akadem. Buchhandlung.

[2]) E. STOLLEY: Geologische Mitteilungen von der Insel Sylt, I—III. Archiv für Anthropologie und Geologie Schleswig-Holsteins, Bd. III u. IV, 1900—1901. — Derselbe: Das Alter des nordfriesischen Tuuls. N. Jahrb. Min. 1905, I. — Derselbe: Tertiär und Quartär auf Sylt. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XXII.

von Kreideflinten im ungestörten Kaolinsand erscheint STOLLEY noch nicht ganz sicher[1]). Er vermutet, daß diese mannigfaltige Gesteinsgesellschaft samt dem Kaolin in der Tertiärzeit durch einen Strom mit ausgedehntem Ursprungsgebiet im östlichen und nordöstlichen Balticum zusammengeflößt sei. Aus dem Fehlen oder doch spärlichen Vorkommen der Kreideflinte folgert er, daß im Zeitalter dieses Stromes die Kreide noch nicht vom Alttertiär entblößt und der Erosion preisgegeben war.

Sehr wichtig ist STOLLEYs Beobachtung, daß bereits im Limonitsandstein, und zwar zusammen mit marinen Fossilien, einzelne Gerölle des lavendelblauen silurischen Hornsteins auftreten; in der Kieler Sammlung befindet sich ein verkieselter *Favosites* aus dieser Schicht. Die Zufuhr des baltischen Gesteinsmaterials nach Sylt begann also bereits im Obermiocän. Für die Verbreitung desselben in anderen norddeutschen Tertiärschichten sowie als Geschiebe im Diluvium führt STOLLEY nach MEYN und GOTTSCHE eine Anzahl Orte in Schleswig-Holstein an, darunter einen Tertiärsand bei Elmshorn (die von MEYN genannten Schichten mit Hornstein bei Mögeltondern auf dem Festland östlich von Sylt sind nach STRUCK nicht reines Tertiär, sondern tertiärkiesreiches Diluvium). Ferner nennt er Mecklenburg, Berlin, Meseritz (Posen) und Arnhem (Holland). Was letzteren Fundort betrifft, an dem MEYN das fragliche Gestein beobachtet zu haben glaubte, so handelt es sich wohl um ein dem dortigen fluviatilen Diluvium beigefügtes Geröll aus der „Kieseloolithstufe“, die (wie schon STOLLEY erkannte) für das Rheingebiet (wenigstens petrographisch) dasselbe bedeutet wie der Kaolinsand für Norddeutschland.

Im östlichen Teil der norddeutschen Ebene sind neuerdings mehrere als miocän geltende Vorkommen von mehr oder minder kaolinhaltigen Quarzkiesen mit silurischen Geröllen durch DEECKE und KLOSE[2]) bekannt gemacht bzw. genau untersucht. Solche Vorkommen sind Neddemin, Briest und

---

[1]) So in seiner Arbeit über die Gerölle des Tertiärs. Später (Quartär und Tertiär auf Sylt, S. 158) bejaht er das Vorkommen cretaceischer Geschiebe in Gestalt der aus Flintmasse bestehenden „Wallsteine“ MEYNS.

[2]) W. DEECKE: Neue Materialien zur Geologie von Pommern. Mitt. d. Naturw. Vereins f. Neuvorpommern u. Rügen z. Greifswald, Bd. **33**, 1902. — Derselbe: Das Miocän von Neddemin (Tollense-Tal) und seine silurischen Gerölle. Ebenda, Bd. **35**, 1903. — Derselbe: Geologie von Pommern. Berlin 1907.

H. KLOSE: Beitrag zur Kenntnis des Geröllmaterials in den Miocänablagerungen Norddeutschlands. Mitt. Naturw. Ver. f. Neuvorpommern, Greifswald, Bd. **36**, 1904.

Podejuch in der Gegend zwischen Angermünde und Stettin, und ferner die miocänen Ablagerungen im Höhenrande westlich von Danzig. In allen Fällen handelt es sich um Gerölle aus cambrischen Schichten und aus dem oberen Untersilur, hauptsächlich aus der Lyckholmer und Borkholmer Schicht, die von vornherein zur Verkieselung neigt. Immer fehlen Kreideflinte; hingegen treten Gerölle einer Flintart auf, die in den obersten Untersilurkalken von Gotland häufig ist. KLOSE macht darauf aufmerksam, daß die Muttergesteine der silurischen Gerölle sich während der Tertiärzeit von Estland aus noch weit nach Westen erstreckten, nämlich unter nördlicher Umgehung Gotlands bis nach Öland und weiter durch das mittlere Schweden bis zum Kattegatt und Skagerrak hin. Die Flüsse jener Zeit führten die haltbarsten Trümmer der erodierten Gesteine zunächst nach Süden[1]) in ein flaches Sumpfland hinab, das den skandinavischen Schild umgürtete, und von dort vielleicht in mehr westlicher Richtung nach dem miocänen Meere von Schleswig-Holstein-Mecklenburg.

Es ist notwendig, die stratigraphische Gliederung des Sylter Kaolinsandes nunmehr näher zu betrachten. Dazu bieten die Profile an der Westküste zwischen Kampen und Westerland die beste Gelegenheit. STOLLEY, der sie wiederholt sorgfältig studiert hat, kommt zu folgendem Ergebnis: Der untere Teil der Kaolinsandschichten dieser Profile ist echtes, ungestörtes Miocän. Der obere Teil dagegen zerfällt in zwei Abschnitte: einen Komplex fluviatil umgelagerter Miocänschichten aus der Präglazial- bzw. Pliocänperiode und einen Komplex fluvioglazial umgelagerter Miocänschichten aus der Schmelzzeit der ältesten Vergletscherung (wobei drei Vergletscherungen angenommen werden). Die fluviatilen Schichten bestehen noch aus reinem Tertiärmaterial und enthalten linsenförmige Toneinlagerungen (z. B. bei Buhne 14 nördlich von Wenningstedt) sowie „Tonellipsoide", d. h. Gerölle von Ton aus zerstörten, etwas älteren Tonschichten des Kaolinsandes. Sie sind vollkommen frei von frischem nordischen Gesteinsmaterial. Die fluvioglazialen Schichten, die also bereits dem Diluvium angehören, enthalten hingegen mehr oder minder zahlreiche frische nordische Gerölle, z. B. Flinte, Gneise, Rhombenporphyre usw. Sie werden an wenigen Stellen von Resten der ältesten Grundmoräne begleitet (unterlagert)

---

[1]) W. DEECKE: Die südbaltischen Sedimente in ihrem genetischen Zusammenhange mit dem skandinavischen Schilde. Centralblatt für Mineralogie, Geologie u. Paläontologie, Stuttgart 1905.

und wechsellagern mit Tonschichten, die aus der Umlagerung der ältesten Grundmoräne hervorgegangen sind. Dazu gehören u. a. die grauen, schwarzen und roten Tone in der Kliffbasis bei Buhne 10 (südlich der sog. „Kronprinzentreppe“ bei Wenningstedt). Sowohl die ältesten Grundmoränenreste wie die fluvioglazialen Sande und Tone[1]) liegen in flachen Mulden, die in dem fluviatilen (pliocänen) Kaolinsand ausgehöhlt sind. An der Oberseite der fluvioglazialen Sandschichten befindet sich eine lückenhafte Zone von Geröllen, die durch Flugsand geschliffen sind und hie und da nesterweise beisammenliegen („Sandschliffzone“). Diese Sandschliffe entstanden im Beginn der ersten Interglazialzeit und finden sich auch an Geröllen in der untersten Lage des sog. „Tuul“, jenes altdiluvialen Torfes, der nach STOLLEYs Meinung in der ersten Interglazialzeit entstand. Der Tuul lagert im Vorstrand bei Buhne 6 und 7 nördlich von Westerland in einer flachen Mulde des Pliocänsandes.

Über den fluvioglazialen Sanden mit ihrer Sandschliffzone und ebenso über dem Tuul lagert sodann die sog. „Hauptmoräne“, eine sandige, meist unvollkommen geschichtete Grundmoräne, die von STOLLEY, ZEISE[2]), PETERSEN[3]), GAGEL u. a. der „Hauptvereisung“, d. h. zweitältesten Vergletscherung des Landes zugeschrieben wird. Erwähnt sei noch, daß über dieser Grundmoräne noch ein wenig Geschiebesand mit einer jungen Sandschliffzone sowie Heide- und Dünensand lagert. Soweit STOLLEY.

Was den „miocänen“ Teil des Kaolinsandes betrifft, so ist er offenbar identisch mit dem Kaolinsand vom Morsumkliff. Dieser liegt auf Limonitsandstein; solange das genaue Alter des Limonitsandsteins nicht festgestellt ist, kann man auch den Kaolinsand nicht klassifizieren. Es mag sein, daß der Limonitsandstein noch obermiocän ist; die Möglichkeit, daß er der belgischen Zone der *Isocardia cor* bzw. den eisenschüssigen Sanden von Lenham in Kent entspreche, also unterpliocän sei, erscheint indessen nicht ganz ausgeschlossen, und ich muß gestehen, daß mir die Zuteilung des Kaolinsandes

---

[1]) STOLLEY, GEINITZ und andere Autoren erwähnen auch Tonmergel; ich habe solche nicht aufgefunden.

[2]) O. ZEISE: Beiträge zur Geologie der nordfriesischen Inseln. Schrift. d. naturw. Ver. f. Schleswig-Holstein 1891, Bd. VIII, H. 2.

[3]) J. PETERSEN: Über die krystallinen Geschiebe der Insel Sylt. N. Jahrb. Min. 1901, I. Derselbe: Untersuchungen über die krystallinen Geschiebe von Sylt, Amrum und Helgoland. N. Jahrb. Min. 1903, I. Derselbe: Die krystallinen Geschiebe des ältesten Diluviums auf Sylt. Diese Zeitschr., Bd. 57, 1905, Monatsberichte, Nr. 8.

zum älteren Pliocän, wie STRUCK sie aus andern Gründen befürwortet, durchaus gerechtfertigt erscheint. Bei dieser Gelegenheit möchte ich auch bemerken, daß die an der Westküste hervortretenden ungestörten Kaolinsandschichten einem ziemlich hohen Horizont des Sandes angehören, da dort niemals mariner Limonitsandstein oder gar Glimmerton unter ihnen beobachtet ist. Diese liegen offenbar bedeutend tiefer. MEYN zeichnet allerdings in seinen Profilen Glimmerton in der Kliffbasis und läßt diesen wiederum auf Pfeifenton auflagern. Es ist aber klar, daß dieser „Glimmerton" nichts anderes als der im Pliocän bankweise vorkommende dunkle Süßwasserton ist. Dazu stimmt MEYNs Angabe von Braunkohlenknorren in diesem Ton. Auch STOLLEY erwähnt in seinen älteren Arbeiten[1]) „Glimmerton," kommt aber später nicht wieder auf denselben zu sprechen und hat ihn anscheinend aufgegeben. Entscheidend scheint mir die Tatsache, daß in dem „Glimmerton" der älteren Autoren von der Sylter Westküste kein einziges marines Fossil beobachtet ist, ja, daß auch am Strande niemals ausgeworfene miocäne Conchylien gefunden werden, während am Morsumkliff, wo echter Glimmerton ansteht, beide Fälle häufig sind.

Die tonigen Einlagerungen des Kaolinsandes verdienen ein besonderes Interesse. Schon STOLLEY beobachtete in ihnen „undeutliche kohlige, an Pflanzensubstanz erinnernde Reste auf den Schichtflächen". Ich fand 40 m nördlich der Buhne 13 am Roten Kliff eine in der Mitte dunkle, im Hangenden und Liegenden gelb gefärbte Tonbank von ca. 1 m Mächtigkeit, die mich an Braunkohlenton erinnerte (Fig. 3). Sie war von reinem, nicht mit frisch-nordischem Gestein vermischten Kaolinsand und -kies überlagert und von ebensolchem unterlagert; etwa 2,80 m über ihr begann die Hauptmoräne. Eine Probe des dunkelgrauen Tones lieferte als Schlämmrückstand feinen Glimmersand ohne nordisches Material, sowie feinen Pflanzendetritus. Dieser ist von Herrn J. STOLLER botanisch analysiert und zeigt nach dessen freundlicher Mitteilung folgende Arten:

Pinus (*silvestris*), zahlreiche Pollen,
Picea (*excelsa*), zahlreiche Pollen,
Quercus? 1 Pollen,
Betulaceae, wenige Pollen,

ferner Gewebefetzen, namentlich Hautgewebefetzen, und Holzfasern.

---

[1]) Geol. Mitt. v. d. Insel Sylt, II, S. 17.

Obwohl diese geringe, wenig individualisierte Flora nicht ausreicht, um das Alter und den klimatischen Charakter der Tonablagerung genau zu bestimmen, so läßt sie doch erkennen, daß der Ton schwerlich ins Miocän gehört, sondern zeitlich dem Quartär wahrscheinlich recht nahe steht. Da die Tonbank in den hangendsten Schichten des Kaolinsandes liegt, so rechne ich sie einstweilen zum oberen Pliocän.



Fig. 3.
Pliocäner Ton mit Pflanzenresten, 40 m nördlich von Buhne 13, im Roten Kliff bei Wenningstedt (Sylt).

a Hauptmoräne. *b* Hangender Kaolinsand. *c* Pflanzenführender Ton. *d* Liegender Kaolinsand. X Entnahmestellen der untersuchten Proben.

Ein petrographisch ganz gleichartiger, jedoch anders gelagerter Ton war im Kliff unmittelbar nördlich von Buhne 10 bei Wenningstedt freigespült. Eine vorsichtig entnommene, vollkommen reine Probe dieses Tones ergab als Schlämmrückstand ebenfalls feinen Glimmersand ohne nordische Beimischung, und Pflanzendetritus.

Stoller bestimmte daraus:

4 Pollen von *Betula*,
17 Pollen von *Pinus*,
12 Pollen von *Picea*,

3 stabförmige Diatomeen,
2 Algen,
Hautgewebefetzen in zwei Präparaten;
eine andere Tonprobe, von der das Etikett verloren gegangen war, die aber meines Erinnerns von der gleichen Stelle stammt, lieferte dieselben Genera und ein Pollenkorn von *Quercus*.

Wir finden also in den Tonen von Buhne 13 und Buhne 10 die gleiche Flora und die gleiche petrographische Beschaffenheit, und in der Tat gehören beide dem gleichen Horizont an, nämlich dem oberen Pliocän. Damit ist aber STOLLEYS Auffassung unvereinbar, daß der Ton bei Buhne 10 zu den Ausschlämmungsresiduen des ältesten Geschiebemergels gehöre. Nun hat bereits GEINITZ[1]) den Ton bei Buhne 10 für tertiär erklärt und darauf hingewiesen, daß nur die gewaltigen Aufpressungen, die das Inlandeis hervorgerufen hat, es so aussehen lassen, als sei dieser Ton von einer älteren Moräne unterlagert und von einer jüngeren bedeckt. GEINITZ' Deutung ist richtig. Das wundervoll klare Strandprofil nach der diesjährigen Sturmflut ließ folgendes erkennen: Am Südende der fraglichen Stelle erschien unter Glazialsand zunächst eine steile, völlig freigespülte Aufwölbung von schwarzem und rotem Ton, in welchen kleine Geschiebe eingepreßt waren (Fig. 4). Nordwärts stieg dann der schwärzliche Ton, begleitet von leuchtend orangerot gefärbten Schichten, in die Höhe und bildete unter mannigfachen Stauchungen und Verbiegungen den unteren Teil des Kliffs. Über ihm lag glazialer Sand mit welliger Schichtung (ca. 3 m) und über diesem die 2 m mächtige „Hauptmoräne". An ihrem nördlichen Ende war die Tonmasse von ca. $1^1/_2$ m Geschiebelehm unterfaßt und in zwei Teile auseinandergezerrt. Dieser Geschiebelehm hatte genau dieselbe Beschaffenheit wie die „Hauptmoräne". Der obere Teil des Tones war zu einem langen, ca. 20 cm starken Bande ausgequetscht, das, von einer dünnen Moränenauflage begleitet, sich ziemlich weit nordwärts erstreckte und schließlich unter Auskeilung der glazialen Sande mit der Hauptmoräne vereinigte. Die untere Tonpartie hatte folgende Zusammensetzung: Unter dem Geschiebelehm-Mittel lag brauner sandig-steiniger, darunter fetter grauer Ton (zusammen 1 m) und unter diesem (durch Handbohrung festgestellt) grünlicher mittelkörniger Sand (mindestens 2 m). Diese ganze Masse zog sich in der Kliftbasis ebenfalls nordwärts, doch war ihr end-

---

[1]) F. E. GEINITZ: Das Quartär von Sylt. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XXI.

licher Verbleib durch Absturzmassen verdeckt. Aus dem ganzen Profil gewann ich die Überzeugung, daß hier keineswegs zwei verschiedenaltrige Moränen auftreten, sondern daß der plastische Ton durch die Hauptvergletscherung — die einzige, die ich auf Sylt wirklich sicher bewiesen finde — in die wunderlichsten Formen verzerrt und mit Apophysen der Grundmoräne verschränkt ist. Er ist nichts anderes als ein



Fig. 4.
Glaziale Quetschfalte des pliocänen Tons im Roten Kliff südlich von Buhne 10 bei Wenningstedt.

a Düne. *b* Ortsteinbank und diluviale Steinsohle. *c* Hauptmoräne, wenig mächtig. *d* Glazialsand. *e* Pflanzenführender Ton (pliocän).

unvollkommen assimilierter Bestandteil der Grundmoräne. Derartiges glaziales Gewölle, umgeben von wunderlichen, oft unentwirrbaren Moränenapophysen, kann man auch in den Grundmoränen der Hamburger Gegend auf altem Tonboden häufig beobachten. Stolley rechnet den in der Kliffbasis bei Buhne 10 auftretenden Geschiebelehm zur ältesten Vereisung und hält den Ton für jünger. Ich beobachtete indessen, daß Geschiebelehm und Ton derart miteinander verknetet waren, daß man ein höheres Alter des Tones notwendig annehmen muß. Besonders an einer Ende Oktober 1909 frei-

gespülten Stelle des Vorstrandes war zu sehen, daß STOLLEYs älterer Geschiebelehm Schlieren des Tones umschloß. Einige dieser Schlieren waren ungewöhnlich schwarz und humos. In fünf Präparaten daraus zählte Herr STOLLER:

Corylus 2 Pollen,
Pinus 2 Pollen,
Betula 2 Pollen

und sehr viele vollständig desorganisierte, nicht mehr bestimmbare Pflanzenreste.

Das Ergebnis dieser Untersuchungen wäre also, daß im oberen Teile des Kaolinsandes, und zwar in den bereits von STOLLEY als pliocän bzw. präglazial gedeuteten Schichten, Toneinlagerungen mit Überresten einer Flora auftreten, die ein jedenfalls nicht boreales, sondern mindestens gemäßigtes Klima beweist. Auch die petrographische Beschaffenheit dieser Toneinlagerungen sowie ihrer sandigen und kiesigen Begleitschichten zeigt noch keine Mitwirkung der glazialen Agenzien, weder aus der Nähe noch aus der Ferne; sie schließt sich vollkommen dem Tertiär an. Die Schichten bilden daher den Abschluß der Tertiärformation und müssen als pliocän bezeichnet werden.

Eine schwierige Frage ist nun diejenige nach dem Verhältnis dieser Pliocänschichten zum „Tuul". Wir haben gesehen, daß bei Buhne 13 Ton mit Pflanzenresten liegt; weiter südwärts, bei Buhne 10, zeigt sich derselbe Ton im Verein mit Moorerde. Noch weiter südlich, zwischen Buhne 7 und 6 steht wirklicher Torf, der „Tuul" [1]) an, und dieser Tuul enthält Reste der Fichte, deren Pollen auch für den Ton charakteristisch sind. Dies Verhältnis läßt eine zusammenhängende Entwickelung vermuten. Der Ton und die Moorerde ist aber pliocän, der Tuul gilt als interglazial. Das ist eine Dissonanz.

Um über die Sache klar zu werden, ist es nötig, die ganze Verbreitung des Tuuls und sein Hangendes und Liegendes zu studieren. STOLLEY hat es höchst wahrscheinlich gemacht, daß der Tuul bei Buhne 6 unter den Geschiebesand des Kliffs einfällt. Das ist in der Tat der Fall. Der Tuul erreicht zwar bei Buhne 7 das Diluvialkliff noch nicht, sondern keilt sich bereits im Untergrunde des flachen Vorstrandes aus. Auch bei Buhne 6 wird er landwärts sehr schwach. Eine unmittelbar im gelben Geschiebesand am Oberende der Buhne

[1]) Tuul bedeutet im Syltringer Friesisch nur Seetorf. Landtorf gibt es nicht auf der Insel; die moorigen Plaggen heißen Terf. Als geologischer Terminus möge Tuul auch für den Torf im Landuntergrund gelten.

angesetzte Handbohrung faßte jedoch in 2,5 m Tiefe eine sehr sandige schwarze Schicht von ca. 0,5 m Mächtigkeit, die ich als Fortsetzung des Tuuls betrachte. Erkundigungen bei Westerländer Brunenbohrern[1]) ergaben dann, daß der Tuul von dieser Gegend des Kliffs sich unter Geschiebesandbedeckung durch einen großen Teil der Stadt Westerland bis nach Tinnum erstreckt. Man traf ihn

1. in der Bohrung 1 des Wasserwerks am Ostfuß der hohen Düne bei Buhne 6 in 4,9—5,9 m Tiefe.

2. beim Hause des Buhnenarbeiters WITTMAAK (400 m südlich von 1) in ca. 3,6 m Tiefe.

3. Steinmannstraße, Villa „Ägir" und Villa Klein (270 m südlich 2) in ca. 4 m Tiefe. Herr C. JANSEN glaubt sich zu erinnern, daß bei Villa „Ägir" der Tuul ca. 7 m mächtig gewesen sei.

4. Norderstraße, Villa Sievert (140 m südöstlich 3) in ca. 4 m Tiefe.

5. Norderstraße, Villa „Sophie Elise" und „Alfriede" (200 m südlich 4) in 5—6 m Tiefe. Bei Villa „Alfriede" folgte unter dem Tuul erst schlammiger Sand mit schwarzen Körnern und dann gröberer weißer Sand mit weißen Sprenkeln (Kaolinsand) bis 30 m Tiefe.

6. Stephanstraße, Kurhaus (ca. 80 m südöstlich von 5). Eine Anzahl Bohrungen zur Untersuchung des Baugrundes traf nach A. CHRISTIANSEN:

0 —1 m	Mutterboden.
1 —2,20 -	Sand, zu unterst Kies, mit eckigen Steinen verschiedener Art, durchweg nicht größer als ein Zweimarkstück[2]).
2,20—4,40 -	Tuul, sehr fest, mit „Eichenholz".
Darunter:	fester weißer Sand (Kaolinsand).

7. Stephanstraße, Postamt (ca. 80 m südöstlich von 6); Tuul in geringer Tiefe. Näheres nicht mehr bekannt.

8. Kjeirstraße, Grundstück MATZ PETERSEN (230 m nordöstlich von 6). Tuul in ca. 2—3 m Tiefe.

9. Zwischen den Hedigen, Dr. ROSS' Kinderheim (320 m östlich von 8). Tuul in ca. 2—3 m Tiefe.

---

[1]) Mit Dank nenne ich als meine Gewährsmänner für die folgenden Angaben Herrn A. CHRISTIANSEN, Damenbadstraße 10, und Herrn C. JANSEN, Paulstraße 10.

[2]) Herr A. CHRISTIANSEN besichtigte Ende November 1909 auf meine Bitte die Ausschachtungen für den Kurhaus-Anbau und schrieb mir, daß er größere Geschiebe nicht gefunden habe.

10. Zwischen den Hedigen, Gartengrundstück (früher HAMANNscher Garten) gegenüber 9, südlicher Brunnen. Profil nach C. JANSEN:

ca. 3—4 m gelber, unten weißer Sand. Dann etwas blauer Schlick mit Muscheln, angeblich Seemuscheln, und zwar blaue „Pfahlmuscheln" und weiße Muscheln (*Mytilus* und *Cardium?*); darunter sehr fester Tuul mit Haselnüssen und Holz, der mit etwa 10 m Mächtigkeit nicht durchbohrt war[1]). Eine nur 8 m nördlich hiervon angesetzte zweite Bohrung traf keinen Tuul an, sondern nur Sand; sie ist zu dem jetzigen Rohrbrunnen ausgebaut.

11. Tinnum, in der grabenartigen Rinne vor dem „Königskamp", an der Südseite der Chaussee nach Westerland (1000 m südöstlich von 10). Profil nach C. JANSEN:

0 — 2,50 m Sand.
2,50— 3,00 - Tuul.
3,0 —15,00 - und tiefer: sehr fester schwarzer Ton, nach dem Trocknen dunkelblau, vollkommen steinfrei, fossilleer und kalkfrei (der Beschreibung nach Glimmerton oder pliocäner Ton).

Betrachtet man die Form dieses Verbreitungsgebietes, so fällt der Umstand auf, daß es durchweg niedrig gelegen ist. Keiner der Bohrpunkte liegt höher als 5 m über N.N., und der Tuul hat somit auch im Lande überall dasselbe Niveau wie im Vorstrand zwischen Buhne 6 und 7. Ich habe eine große Zahl von Bohrprofilen aus den benachbarten höheren Ortsteilen von Westerland gesammelt; aber in ihnen allen findet sich keine Spur von Tuul. Insbesondere fehlt der Tuul in dem ganzen Querprofil von Westerland bis Munkmarsch, das die bis etwa 30 m tiefen Bohrungen des Wasserwerkes darstellen, mit Ausnahme der niedrig gelegenen Bohrung 1. Die Tinnumer Marsch (0,2 — 0,6 m über N.N.) sendet einen Ausläufer nach Nordwesten durch die Mitte von Westerland bis über die Gegend des Bahnhofs und des Kurhauses hinauf. In alter Zeit drangen die Sturmfluten bis dorthin vor, in neuerer (seit Erbauung des Deiches, der eine sehr enge Durchflußöffnung für das Binnenwasser hat) stauen sich hier oftmals die

[1]) Dies Profil ist sehr auffällig und verdiente Nachbohrung, da leider keine Bohrproben aufbewahrt sind. Im Sylter Pliocän fehlt bis jetzt jede Spur von Meeresabsätzen. Deshalb vermute ich, daß die hier im „Schlick" beobachteten Muscheln solche des süßen Wassers sind. An Alluvialschlick und -Tuul ist an dieser Stelle nach den Oberflächenformen kaum zu denken. Die große Mächtigkeit des Tuuls im ersten Bohrloch und sein plötzliches Aussetzen im zweiten scheint mir auf glaziale Stauchung zu deuten.

Wässer der Schneeschmelze hoch auf. Die Tuulvorkommen 5 bis 8 und 11 liegen also sämtlich in einem rezenten Inundationsgebiet, 1 bis 4 in der etwas höheren nördlichen Fortsetzung desselben. 9 und 10 befinden sich am Rande einer kleinen, nach Südwesten mit diesem Gebiet zusammenhängenden Geländemulde. Berücksichtigt man nun, daß nirgends auf dem Tuul Geschiebelehm beobachtet ist, sondern stets nur Sand mit recht kleinen Geschieben[1]), so liegt die Folgerung nahe, daß der Tuul überhaupt nicht diluvial oder pliocän, sondern postglazial ist. Die Einheimischen sind denn auch der Ansicht, daß der Tuul unter der Niederung nach Südosten bis zum Süderhaff durchstreiche und mit den dortigen Tuulbänken („Tuulbänke“ der Steidum-Bucht auf den Karten) zusammenhänge. Ebenso soll aber der von HARTZ und STOLLEY als alluvial angesehene Tuul in der See beim Westerländer Damenbade unter den Dünen südlich der Stadt nach den Tuulbänken im Süderhaff hinüberstreichen. Dieser Tuul vor dem Westerländer Damenbade ist früher eifrig gegraben worden und galt als Brennmaterial für weit besser als der Tuul bei Buhne 6. Die Einheimischen bemerkten deutlich, daß er von letzterem artverschieden war[2]). Auch liegt er in einem Gebiet, wo das Quartär im Kliff unter Strandniveau herabgesunken ist. Es befindet sich dort bereits alluvialer Marschklei mit Überresten alter Wohnstätten, z. B. Brunnenkränzen, die bei sehr niedrigen Ebben und Entsandung des Vorstrandes zutage kommen.

Es weisen aber dennoch mancherlei Erscheinungen darauf hin, daß zwar dieser Tuul und der Tuul im Süderhaff postglazial, der Tuul unter Westerland aber höheren Alters und nicht, wie die Einheimischen vermuten, mit ersterem zusammenhängend ist. Zunächst die Beschaffenheit und Mächtigkeit der hangenden Schichten. Man könnte sie freilich zur Not als Gehängeschutt erklären, der von den benachbarten Diluvialerhebungen, z. B. dem flachen Hügel, der das Wasserwerk trägt, dem höheren Gelände im westlichen und östlichen Stadtteil sowie der Heide zwischen Westerland und Wenningstedt, herabgewandert wäre. Allein die Böschungen aller dieser Erhebungen sind so sanft, und die Deckschichten des Tuuls sind so mächtig, daß diese Erklärung einen sehr langen Zeitraum voraussetzen würde, länger wohl als das Höchstmaß der

[1]) Auch im Kliff bei Buhne 6 nur Geschiebe bis Faustgröße.
[2]) Mitteilung von Herrn MICHEL BOY CHRISTIANSEN, der früher selbst Tuul gegraben hat.

für die Tuulbildung in diesem Falle klimatisch überhaupt in Betracht kommenden Postglazialzeit. Wir kennen zwar in der Jungendmoränen-Landschaft kleine Moore, die von steilen Hügeln her fast ganz mit Gehängeschutt überströmt sind, aber schwerlich so mächtig bedeckte Moore zwischen flachen Erhebungen. Auch zeigt es sich, wie STOLLEY geschildert hat, daß die lehmige Moräne des Roten Kliffs nach Süden abschwillt und in eine unansehnliche Bank von steinigem Sand übergeht, der bei Westerland als Repräsentant einer ganzen Vergletscherung den Kaolinsand und Pfeifenton bedeckt. Wenn also auf dem Westerländer Tuul auch kein Geschiebelehm und kein Blocksand liegt, sondern nur Kleingeschiebesand, so kann dieser gleichwohl echte Moräne sein. Dazu kommt, daß man die für den Tuul bezeichnende Fichte, *Picea excelsa*, nur aus pliocänen und interglazialen Ablagerungen Schleswig-Holsteins kennt, nicht aus jüngeren Mooren[1]). Und endlich ist in den Westerländer Brunnen niemals ein Geschiebelehm oder Geschiebesand im Liegenden des Tuuls getroffen, sondern stets zunächst mooriger feiner Sand und dann typischer Kaolinsand.

Auch bei meinen Bohrungen und Schürfen in der Kliffbasis bei Buhne 6 fand ich unter dem Geschiebesand zunächst steinfreien weißen Sand, dann erst den Tuul (Moorerde) und darunter wieder steinfreien Sand. Ebenso fand ich bei einer Durchgrabung des Tuuls im Vorstrande zwischen Buhne 6 und 7 im Tuul selbst und in dessen unmittelbarem Liegenden nicht das kleinste nordische Geschiebe.

Anders STOLLEY. Er trieb zwischen Buhne 6 und 7 mehrere Bohrlöcher durch den Tuul hindurch und fand im Tuul selbst noch diluviales Material. Seine Beobachtungen sind so wichtig, daß sie hier wörtlich zitiert seien:

„Mehrere durch den Tuul in seiner ganzen Mächtigkeit hindurchgestoßene Löcher ergaben übereinstimmend unter dem Tuul moorigen Quarzsand mit von oben nach unten allmählich abnehmendem Reichtum an moorigen Bestandteilen und deutlichen Pflanzenresten, unter gleichzeitiger Zunahme hellerer Färbung der Sande, welche sich bald als ein völliges Äquivalent

[1]) N. HARTZ: Den submarine Tórv („Tuul“) på Sylt. Meddelelser fra dansk geologisk Forening, Nr. 9, 1903. — Eine vollständige botanische Analyse des Tuuls ist sehr zu wünschen. Bemerkenswert ist, daß HARTZ 1907 in ihm *Brasenia* und *Dulichium* entdeckte.

[2]) Sie fehlt auch (nach HARTZ) vollkommen in dem jüngeren Tuul vom Damenbad Westerland, von Rantum und Hörnum. Im Tuul von Hörnum fand FRIEDEL neolithische Geräte!

der weißen Quarzsande des unteren Diluviums [= fluviatil. nicht fluvioglazial aufgearbeiteter Kaolinsand nach STOLLEY, WFF] herausstellten. Die Bohrungen ergaben zugleich eine Mächtigkeit des Tuuls von 1,5 bis 2 m; sie ergaben ferner die bemerkenswerte Tatsache, daß die untersten Lagen des Tuultorfes zahlreiche kleinere Geschiebe beigemengt enthalten, unter denen sowohl krystallinische Gesteine verschiedener Art als auch Kreideflintsteine, Quarzite, die meisten durch Humussäuren gebleicht und zerfressen, und schließlich ganz besonders weiße Quarze, wie sie das alte Diluvium Sylts und seine Sandschliffzone charakterisieren, unterschieden werden konnten. Auch im Tuul ist ein großer Teil dieser Geschiebe, besonders der weißen Quarze, deutlich sandgeschliffen, so daß hier unverkennbare Andeutungen dieser für das alte Diluvium Sylts so charakteristischen Sandschliffzone vorliegen. Ebenso zeigten die westlichsten Lagen des bei Buhne 6 steil aus dem Strandsande emporragenden Tuuls eine gleich starke Beimengung solcher Geschiebe, wie die Bohrungen sie ergaben, ein Beweis, daß hier tatsächlich die tiefsten Schichten des interglazialen Moores entblößt lagen.“

Wenn in der Tat Geschiebe von nordischen krystallinen Eruptivgesteinen primär im Tuul stecken, so zwingen sie zu der Annahme, daß entweder eine Glazialzeit bereits dagewesen war (wie STOLLEY folgert), oder daß doch in Skandinavien die Vergletscherung schon so mächtig entwickelt war, daß starke Flüsse mit grobem nordischen Geschiebe bis nach Sylt gelangten; ja, um letzteres zu ermöglichen, mußte die Vergletscherung wohl schon über Skandinavien hinausgewachsen sein. Es besteht kein Grund, die tatsächlichen Wahrnehmungen STOLLEYs zu bezweifeln, und die einzige Möglichkeit, ein pliocänes, den benachbarten pflanzenführenden Tonen entsprechendes Alter des Tuuls mit der Geschiebeführung in Einklang zu bringen, besteht darin, die letztere auf Rechnung nachträglicher Einpressung zu setzen. Es könnte dem Tuul ergangen sein wie dem Ton von Buhne 10, in den das Gletschereis von oben, von den Seiten und sogar von unten Moränenschlamm und flüssigen Sand injiziert und Gerölle und Geschiebe eingedrückt hat. Der Tuul ist ja sichtlich gestaucht; denn er liegt keineswegs horizontal, sondern stellenweise stark geneigt. Daß unter anderen auch sandgeschliffene Geschiebe eingemengt sind, wäre nicht weiter befremdlich.

Immerhin bedarf diese Frage noch weiterer Untersuchung, ehe eine sichere Antwort hinsichtlich des Zusammenhanges der pliocänen pflanzenführenden Tone mit dem Tuul gegeben

werden kann. Mir persönlich ist ein Zusammenhang höchst wahrscheinlich.

Blicken wir von Sylt nunmehr nach den Nachbarinseln und nach dem Festlande, um die weitere Verbreitung der Kaolinsande und Süßwassertone zu erkunden.

Kaolinsand ist mir in Schleswig-Holstein nur noch an einer Stelle in typischer Ausbildung anstehend bekannt geworden, nämlich in der Tiefbohrung Fiel, südöstlich von Heide (Dithmarschen). Diese Bohrung ist dadurch bemerkenswert, daß sie die auf Sylt (Morsumkliff) durch glaziale Lagerungsstörungen entstellte Aufschichtung des Kaolinsandes auf marinem Obermiocän bestätigt. Das Profil wurde nach kleinen und nicht absolut reinen, aber doch deutlichen Proben aufgestellt. Das Bohrverfahren bei industriellen Tiefbohrungen pflegt das „Deckgebirge" nicht mit derselben Schonung zu behandeln wie das feste Gestein, und wenn deshalb Proben aus dem Tertiär ein wenig diluviale Beimischung zeigen, so darf das den Beobachter nicht beirren. Die Schichtenfolge von Fiel ist:

1.	0 — 27 m	Quartär.	
2.	27 — 35,5 -	ziemlich feiner grauer Quarzsand, anscheinend sekundär bitumenisiert (die Bohrung liegt im Erdölgebiet).	Pliocän.
3.	35,5 — 42,6 -	grober hellgrauer kaolinhaltiger Quarzsand; Probe mit wenig nordischem Material verunreinigt.	
4.	42,6 — 44,2 -	feiner schneeweißer, sehr kaolinreicher Sand.	
5.	44,2 — 56,7 -	grober hellgrauer Quarzsand (nordische Verunreinigung).	
6.	56,7 — 60,1 -	unreiner grauer sandiger Kaolin.	
7.	60,1 — 66,4 -	weißer kaolinreicher Sand, etwas glimmerhaltig.	
8.	66,4 — 92,5 -	grauer Quarzkies (Quarze, Quarzite, quarzitische Sandsteine; einzelne frische Flint- und Feldspatstückchen sind offenbar diluvialer Nachfall; dieser Nachfall findet sich noch bis Schicht 13 hinab!).	
9.	92,5 —101,5 -	feiner grauer toniger Sand, glimmerreich, mit Schwefelkies- und Holzstückchen.	
10.	101,5 —139,07 -	feiner, etwas glimmerhaltiger Sand von grünlichbrauner Farbe.	
11.	139,07—166,2 -	grauer Tonmergel, fossilleer.	Obermiocän[1].
12.	166,2 —209,5 -	Glimmerton mit Conchylien	

[1]) Der Bohrmeister gab für die Grenzzone von Pliocän und Obermiocän folgende den Probenbefund ergänzenden Notizen: „139,07 bis 139,87 m fester Tonstein. 139,87—166,20 m graugrüner sandiger Ton.

13.	209,5 —260,0 m	feiner grauer Sand, etwas tonig, mit Schalspuren. Mittelmiocän?	
14.	260,0 —331,5 -	grauer Tonmergel mit Schalfragmenten; letztere noch nicht bestimmt, anscheinend mittelmiocän.	
15.	332 —396,5 -	dunkelgrauer toniger Feinsand, sehr glimmerreich, kalkhaltig.	Fauna noch nicht genau bestimmt, anscheinend älteres Miocän?
16.	396,5 —432,5 -	schwarzer bituminöser toniger Sand mit Fossilien.	
17.	432,5 —485,5 -	graubrauner bis grünlicher bituminöser fossilreicher Sand.	
18.	485,5 —550,5 -	dunkelgrauer Tonmergel mit Fossilfragmenten, darunter eocäne und ältere Schichten.	

Was die Süßwassertone des Pliocäns betrifft, so hat STRUCK[1]) einen im Bahndurchstich durch den Stollberg nördlich von Bredstedt (Nordfriesland) offengelegten Ton mit Diatomeen und Ostracoden dieser Stufe zugerechnet. Der Ton (großenteils ein ganz leichter kalkfreier Diatomeenpelit) steht in Verband mit feinen weißen Quarzsanden, in denen spärliche rote Feldspatkörner auftreten. Die Sande sind zwar kalkfrei, petrographisch indessen entschieden diluvial. Ob nun der Diatomeenpelit älter ist, steht dahin. Die Lagerung ist höchst verworren und zeigt ähnliche Schuppentextur wie das Morsumkliff. Es sind aber im ganzen Bredstedter Plateau alte Tonschichten verbreitet. Ein Teil derselben, z. B. bei Breklum und Sönnebüll, erweist sich durch seinen Fossilinhalt als obermiocän (Glimmerton); ein anderer Teil ist ersichtlich jünger und petrographisch vollkommen identisch mit dem dunklen Sylter Süßwasserton. Der Diatomeenpelit bildet anscheinend eine besondere Facies dieser letzteren Gruppe. Herr STOLLER hat zwei Proben desselben floristisch untersucht und folgendes gefunden:

Probe 1: Diatomeen (discusförmige und stabförmige, nicht näher bestimmt).
Algenfäden.
Farnsporangien: 2 Annuli.
Myrica (Gale), Pollen, häufig.
Betulaceae, Pollen, selten.
Pinus, Pollen, häufig.
Picea, 4 Pollen.

166,20—166,85 m fester Tonstein. 166,85—171,50 m graugrüner Ton. 171,50—172,30 m fester Tonstein. 172,30—180,50 m fetter graugrüner Ton. 180,50—209,50 m braungrünlicher Ton mit Muscheln."

[1]) R. STRUCK: Neue Beobachtungspunkte tertiärer und fossilführender diluvialer Schichten in Schleswig-Holstein und Lauenburg. Mitteil. geogr. Ges. Lübeck, 2. Reihe, Heft 22, 1907. — Derselbe: Übersicht der geologischen Verhältnisse Schleswig-Holsteins. Festschrift 17. Deutsch. Geographentag Lübeck 1909.

Probe 2: Diatomeen (andere Formen als bei 1).
Myrica Gale, Pollen.
Betulaceae, Pollen.
Pinus, Pollen.
Picea, Pollen.

Diese Flora würde zur Sylter Pliocänflora sehr wohl passen, ist aber an sich keiner bestimmten Formation eigentümlich.

Demselben Höhengebiet gehört das geheimnisvolle Drelsdorfer Braunkohlenflöz an; es soll sehr flach lagern und könnte für Pliocän oder Diluvium in Betracht kommen, doch fehlt jede nähere Kunde.

Weiter gegen Südosten liegt an der Eider der Höhenzug Stapelholm. Dort kam bereits beim Bau der Eisenbahn Schleswig—Friedrichstadt ein dunkler, von Diluvium bedeckter Ton zum Vorschein, der indessen fossilleer war.

Neuerdings ist solcher Ton an der Südseite des großen Einschnittes der Rendsburg—Husumer Bahn abermals in einer kurzen steilen Aufpressung aufgeschlossen. Er steht wie der Ton von Bredstedt mit kalkfreiem weißen Quarzsand in Verbindung, der spärliche rote Feldspatkörner enthält. Während eine erste Probe des Tones von dieser Stelle fossilleer war, fand STOLLER in einer zweiten Blattfragmente von mehreren *Hypnum*-Arten, ferner Hautgewebefetzen, die möglicherweise auf Gramineen bezogen werden könnten, und fraglich Pollen von *Picea*. Von diesem Ton läßt sich also eine Analogie wohl mit dem Bredstedter Ton konstruieren, mit dem Sylter aber nur in Frage stellen.

Endlich habe ich noch einen sehr humosen Ton aus der Moräne des Emmerleff-Kliffs bei Tondern und Proben von den beiden Tonschollen im Gotingkliff auf Föhr geschlämmt, um sie mit dem Sylter zu vergleichen. Der Ton von Emmerleff lieferte jedoch nur vollständig desorganisierte Pflanzensubstanz und ist wohl miocäner Braunkohlenton; der Ton vom Gotingkliff enthielt überhaupt keine Fossilien. STOLLEY hält ihn für altdiluvial (in gleicher Deutung mit dem Ton von Buhne 10 bei Westerland). Herr H. PHILIPPSEN-Flensburg, der Begründer der naturwissenschaftlichen Sammlungen des Föhrer Museums, machte mich indessen darauf aufmerksam, daß in der Nähe ein Cetaceenknochen, gleich denjenigen des Glimmertons, und auch Limonitsandstein gefunden sei, daß man also vielleicht an tertiäres Alter denken müsse. Dies erscheint mir insofern nicht unwahrscheinlich, als ich im Schlämmrückstand der beiden Tonproben keinerlei frisches nordisches Material gefunden habe.

In Schleswig-Holstein sind sodann von einigen Autoren, namentlich von FRIEDRICH[1]), gewisse Braunkohlensande und -kiese der Lübecker Gegend als pliocän angesprochen. Ein sicherer Beweis ist indessen nicht erbracht. Die Schichten liegen auf älteren marinen Miocänsanden und -tonen und können ein Äquivalent des obermiocänen Glimmertons der Hamburger Gegend sein, der ja durch seinen oft beträchtlichen Gehalt an humoser Substanz und eingeschwemmten Hölzern die Nähe eines festländischen Braunkohlensumpf-Gebietes anzeigt.

Wahrscheinlich jungpliocän und im Alter vollständig den Tonschichten von Sylt, ev. dem Tuul entsprechend ist aber der von MÜLLER und WEBER beschriebene Torf und moorige Feinsand von Lüneburg[2]). Ob auch der Töck von Helgoland mit seiner eigentümlichen Flora (*Juglans*-Arten, *Ilex*)[3]) diesen Vorkommen anzureihen ist, bedarf noch der Aufklärung. Analogieen scheinen auch die sog. Bernstein- und Holztrümmerschichten der Insel Hveen, die alten Süßwassersedimentschollen im diluvialen Untergrunde des Kopenhagener Freihafens und die bekannte Waldschicht von Cromer in Ostengland zu bieten, doch kann dies erst erörtert werden, wenn die Sylter Pliocänflora vollständiger erforscht ist.

An der **Diskussion** zum Vortrag des Herrn SIEGERT beteiligten sich die Herren LEPPLA, FLIEGEL, GRUPE und der Vortragende, zum Vortrag des Herrn SOLGER die Herren WAHNSCHAFFE, WEISSERMEL und der Vortragende, zu dem des Herrn WOLFF die Herren GAGEL[4]), BERG und der Vortragende.

Herr **WAHNSCHAFFE** bemerkt zu dem Vortrage des Herrn SOLGER, daß er der Ansicht des Herrn SOLGER hinsichtlich der Entstehung älterer Dünen durch Ostwinde

---

[1]) P. FRIEDRICH: Der geologische Aufbau der Stadt Lübeck und ihrer Umgebung. Beilage zu Programm 967 des Katharineums zu Lübeck 1909. (Dem 17. Deutschen Geographentag gewidmet.)

[2]) G. MÜLLER und C. A. WEBER: Über eine frühdiluviale und vorglaziale Flora bei Lüneburg. Abhandlungen d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, Neue Folge, Heft 40, 1904.

[3]) Die zurzeit vollständigste Darstellung der Flora des Töcks findet man bei HALLIER: Helgoland unter deutscher Flagge, Hamburg 1892, S. 320—331. — Ich habe früher (diese Zeitschr., Bd. **55**, 1903, S. *116*) den Töck für postglazial erklärt, habe jetzt aber Bedenken gegen diese Deutung.

[4]) Die Diskussionsbemerkungen des Herrn GAGEL erscheinen in etwas erweiterter Form als Briefliche Mitteilung in diesem Monatsbericht (vergl. S. *81*).

keineswegs ablehnend gegenübersteht, doch glaubt er, die von ihm behauptete Bildung des Wilhelmshagener Dünenzuges durch Nordwestwinde aufrecht erhalten zu können. Den Beweis dafür leitet er ab aus dem Einfallen der Schichten des Dünensandes am Eichberge bis zu 32° nach Südost und aus dem Umstande, daß die Steilseite des Püttberges nach Südost, die Flachseite nach Nordwest gelegen ist. Dazu kommt ferner, daß die Talsandfläche bei Wilhelmshagen vollkommen glatt und eben ausgebildet ist, während sie im Nordwesten zwischen Rahnsdorfermühle und Fichtenau viele unregelmäßige Einsenkungen besitzt, so daß es den Anschein hat, als ob z. T. unmittelbar aus dieser Fläche der Sand, der den Dünenzug bildet, ausgeweht worden ist. Der ganze 3,5 km lange Dünenzug, der keineswegs in mehrere Bogendünen zerfällt, zeigt viele Unregelmäßigkeiten und Höhenunterschiede an seiner Oberfläche; deutliche Bogenformen jedoch sind darin nicht zu erkennen. Diese Unregelmäßigkeiten erklären sich teils durch Erosion der Regenwässer, teils durch Auswehungen und Umlagerungen, denen der Dünenzug später ausgesetzt gewesen ist. Der kleine untergeordnete, sich nach Westnordwest erstreckende und nach Nordost gerichtete Steilabhang südlich der Eisenbahn erklärt sich ganz ungezwungen als Leeseite durch die spätere Einwirkung von Südwestwinden, in keinem Falle aber durch Ostwinde.

Herr **SOLGER** bemerkte: Die Erklärung des steilen Nordabfalles am Püttberge durch Erosion oder nachträgliche Veränderungen ist unwahrscheinlich, da dieser Ausläufer keineswegs zernagte Formen zeigt; vor allem müßte man solche Einflüsse aber in noch höherem Maße für den Südostabhang annehmen, wie das auch in der WAHNSCHAFFEschen Arbeit geschieht. Damit würde alles, was gegen die Bedeutung des steilen Nordabfalles gesagt wird, zugleich die Bedeutung des steilen Südostabfalles entkräften, also der Nordwestwindtheorie Boden entziehen.

Wenn im Nordwesten des Dünenzuges Aushöhlungen im Boden des Talsandes vorkommen, so will ich nicht bestreiten, daß sie vom Winde herrühren. Ich selbst halte an anderen Stellen solche Höhlungen für Winderosion. Aber es ist unmöglich, zu sagen, wo der dort fortgewehte Sand hingeweht ist. Es fehlt jeder Anhalt dafür, daß er gerade in dem vorliegenden Dünenzuge zu suchen sei, zumal diese Dünen nicht auf den Talsand beschränkt sind, sondern auch auf das nördlich anschließende Plateau hinaufreichen. Andererseits ist

gerade bei der Annahme von Ostwinden die Ablagerung von Dünensand an dieser Stelle sehr erklärlich, denn hier lag der Windschatten der genau östlich sich erhebenden Kranichberge.

Bezüglich der von Herrn WEISSERMEL herangezogenen Prignitzer Dünen verweise ich auf meine eingehendere Arbeit, in der auch diese Verhältnisse gestreift werden.

Herr **W. WOLFF** erwiderte auf die Ausführungen des Herrn GAGEL etwa folgendes: Der Ansicht, daß auf Sylt zwei

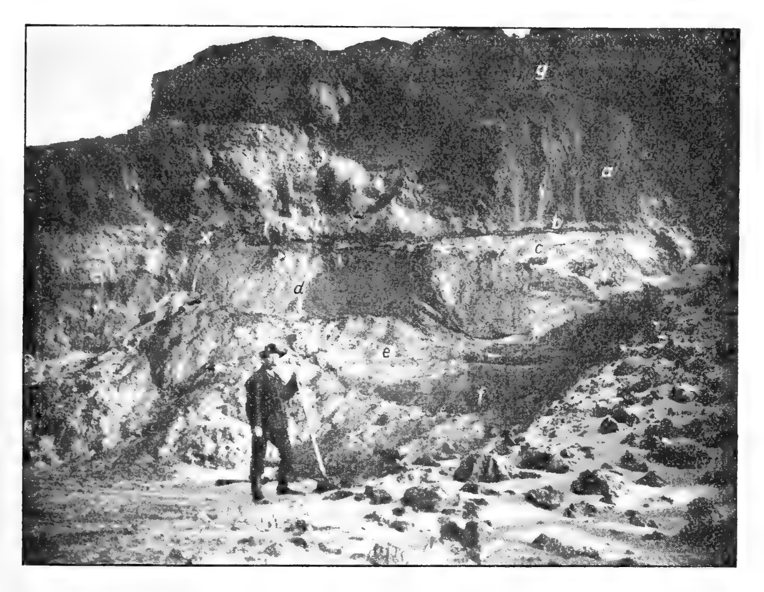


Fig. 5.
Teilung der Hauptmoräne am Kliff ca. 150 m nördlich der Kronprinzentreppe bei Wenningstedt.

Die vom Dünensand *g* bedeckte Hauptmoräne *a* grenzt gegen den Glazialsand *c* mit einer Brauneisensteinkruste *b*. Nach links keilt sich *c* aus und *b* verliert sich ebenfalls, so daß bei X zwischen der oberen Moränenbank *a* und der unteren Bank *d* keinerlei Scheidung zu finden ist. *e* ist ein tieferer Glazialsand, *f* eine noch tiefere Moränenbank.

altersverschiedene Moränen vorhanden sind, kann ich nicht beitreten. Wenn Herr GAGEL Profile gesehen hat, aus denen diese Ansicht sicher hervorgeht, so möchte ich bemerken, daß ich andere Profile gefunden habe, an denen bestimmt nachzuweisen ist, daß die „Hauptmoräne" sich spaltet und Apophysen bildet, die den Eindruck hervorrufen, als seien stellenweise

zwei selbständige Moränen entwickelt. Ich habe die von STOLLEY, GEINITZ u. a. verschiedenartig erklärten kritischen Punkte genau betrachtet und finde sie sämtlich nicht eindeutig zugunsten der Zweimoränenhypothese verwertbar. Es würde am heutigen Abend zu weit führen, wenn ich diese Verhältnisse ausführlich darlegen würde. Ich muß mich darauf beschränken, ein charakteristisches Bild von der Spaltung der Hauptmoränenbank vorzulegen. (Vgl. Fig. 5.)

Redner ergänzte seinen Vortrag noch durch die Mitteilung, daß nördlich von Kliffende bei Kampen unter der fortgerissenen Düne alter Marschboden freigespült ist, der noch die Fährten von Schafen und Rindern erkennen läßt und nur 15 cm unter mittlerer Hochwasserlinie liegt. Das Alter dieses Marschbodens (sandiger Schlick und Moorerde) kann nicht gering sein, denn die ganze breite Dünenzone ist darüber hinweggewandert. Wenn trotz der hierbei erfolgten Pressung der Marschboden noch fast in ordinärer Fluthöhe liegt, so gibt das einen neuen Beweis dafür, daß unser nordfriesisches Küstengebiet nicht, wie neuerdings behauptet wird, auch in den letzten Jahrhunderten noch in Senkung begriffen ist.

Was ferner die als „interglazial" gedeutete Austernbank am Panderkliff bei Munkmarsch betrifft, so ist nach Erkundigungen an Ort und Stelle deren Ablagerung auf folgenden Vorgang zurückzuführen: In den fünfziger Jahren des vorigen Jahrhunderts wurde ein Blankeneser Austernfischer des Winters im Watt von strengem Frost überrascht und fror ein, ehe er fortsegeln konnte. Der Fang verdarb und wurde im Frühjahr aufs Panderkliff gebracht. Dort liegen die Schalen im Bleisand über dem jüngsten Ortstein. — An interglaziales Alter ist schon deshalb nicht zu denken, weil die Schalen in dem durchlässigen Sand längst vergangen wären.

v. w. o.

BELOWSKY. RAUFF. BÄRTLING.

Briefliche Mitteilungen.

1. Zur Geologie des südlichen Graubündens.

Von den Herren HERMANN L. F. MEYER und OTTO A. WELTER.

Mit 3 Textfiguren.

Gießen und Bonn, den 27. November 1909.

Im Frühjahr und Herbst 1909 haben wir über die Geologie der Berge östlich und westlich des Schamser Tales im südlichen Graubünden zwei Spezialarbeiten[1][2]) veröffentlicht. Nachdem sich dadurch ergeben hat, daß der komplizierte Bau beider Talseiten durch das Auftreten der lepontinischen Überschiebungen bedingt ist, möchten wir jetzt in einigen Profilen unsere Resultate zusammenfassen. Wir glauben dies um so eher tun zu müssen, als unsere Auffassung mit derjenigen C. SCHMIDTS[3]) (S. 574) in Widerspruch steht; sollen doch nach diesem Autor die lepontinischen Decken zum Teil in der Rheintalnarbe versenkt liegen und demnach südlich des Rheintales nicht mehr auftreten können.

Figur 1 soll die Verhältnisse unseres engeren Arbeitsgebietes darstellen. Die obere Hälfte Piz Toissa—Piz Alv umfaßt die Aufnahmen von H. MEYER, die untere P. Tarantschun bis Suretta-Massiv die von O. WELTER. Wir haben geglaubt, uns möglichst eng an die Darstellung des Suretta-Massives halten zu sollen, die ALB. HEIM[4]) im Jahre 1906 gegeben hat. Wir wollen damit zugleich zeigen, wie sehr seine Zeichnung auch ohne Spezialaufnahme den Kern der tektonischen Verhältnisse dargestellt hat.

Das tiefste tektonische Element unserer Skizze stellen die Bündner Schiefer dar, als deren jüngste die Kreideschiefer der Via Mala zu gelten haben. Wir bezeichnen sie als „Bündner Schiefer des basalen Gebirges"; ihre nähere tektonische Stellung kann uns im Augenblick nicht interessieren.

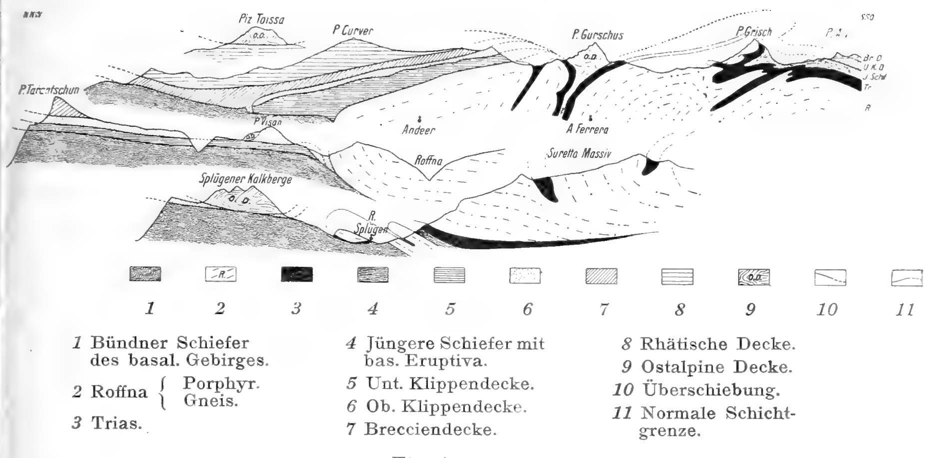
---

[1]) und folgende, siehe Literaturverzeichnis am Schluß.

Auf die basalen Schiefer legt sich im anormalen Verbande die große, nach Norden übergelegte Antiklinale des Suretta-Massives. In dem hier vorliegenden nördlichen Ende besteht das Massiv aus Rofnaporphyr (Gneiss), der im Süden unter dem Piz Grisch auf Glimmerschiefern ruht. (Auf unserem Profile nicht dargestellt.) Zum normalen Hangenden des Massives gehört Trias in inneralpiner Facies, Rötidolomit und Rauchwacke, und darüber dunkle, wohl jurassische Schiefer mit vereinzelten Grünschiefern.

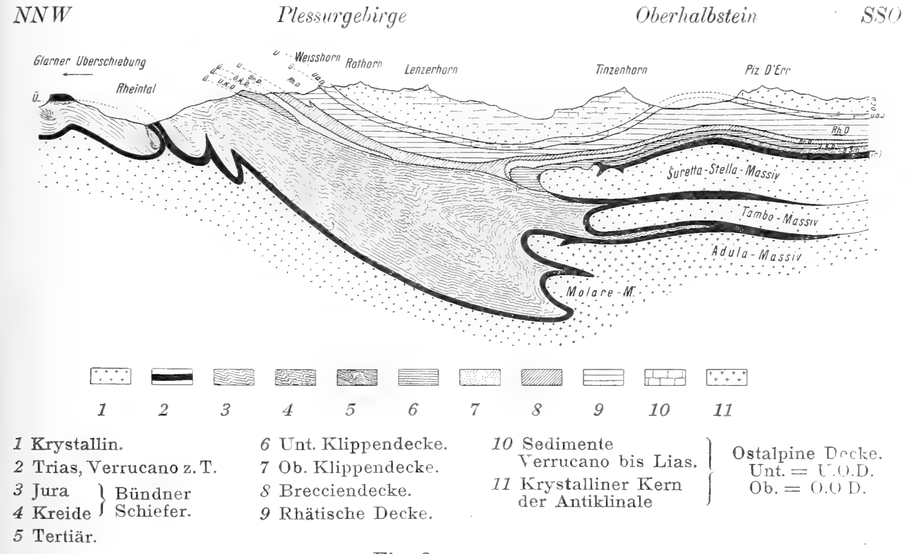
Die Sedimentdecke des Rofnaporphyrs ist nicht mehr in allen Fällen ganz erhalten (über Andeer findet sie sich — auf dem Profil nicht dargestellt — nur in dürftigen Resten), sondern durch die nun darüber hinweggegangenen lepontinischen und ostalpinen Überschiebungen ausgequetscht.

Die Überschiebungsdecken haben sich nicht nur über das Massiv, sondern auch über die basalen Schiefer hinübererstreckt. An dem antiklinalen Bau der Gneisfalten nehmen sie untergeordnet teil; nur am Stirnrande sind sie in geringfügiger Weise unter das Krystallin gezogen. Fünf Überschiebungen konnten wir unterscheiden: die untere Klippendecke, die obere Klippendecke, die Brecciendecke, die rätische Decke, die ostalpine Decke. Jede Decke hat ihre bestimmte, wohl charakterisierte Schichtenfolge; zur oberen Klippendecke und zur rätischen Decke ist sogar die krystalline Unterlage in größerer Ausdehnung vorhanden. Am vollständigsten ist die Übereinanderfolge der Überschiebungen auf der Ostseite des Schamser Tales am Piz Curvèr; nach W und S ist sie starker Reduktion ausgesetzt. Auf der Westseite fehlt die rätische Decke bis auf zweifelhafte Reste ganz, und die Brecciendecke ist nur sehr unvollkommen entwickelt. Offenbar scheint die ostalpine Überschiebung stark als „traineau écraseur" gewirkt zu haben; liegt diese doch in den Splügener Kalkbergen zum großen Teile direkt auf den basalen Schiefern und am Piz Gurschus unter Ausfall aller tieferen Decken und fast der ganzen Schiefer auf der Trias des Suretta-Massives. An der letzten Lokalität ist die ostalpine Decke in komplizierter Weise mit dem Krystallinen verfaltet. Nach den bisherigen Aufnahmen ist aber noch nicht mit Sicherheit zu entscheiden, ob die ostalpine Decke wirklich so weit synklinal eingeklemmt ist, wie es unser Profil angibt. Wir glauben aber nicht fehlzugehen, wenn wir diese Einfaltungen als die Folge der zweiten Alpenfaltung im Sinne STEINMANNs betrachten.



1 Bündner Schiefer des basal. Gebirges.
2 Roffna { Porphyr. Gneis.
3 Trias.
4 Jüngere Schiefer mit bas. Eruptiva.
5 Unt. Klippendecke.
6 Ob. Klippendecke.
7 Brecciendecke.
8 Rhätische Decke.
9 Ostalpine Decke.
10 Überschiebung.
11 Normale Schichtgrenze.

Fig. 1.
Nordrand des Surettamassivs.
Entworfen von H. MEYER und O. A. WELTER.



1 Krystallin.
2 Trias, Verrucano z. T.
3 Jura } Bündner
4 Kreide } Schiefer.
5 Tertiär.
6 Unt. Klippendecke.
7 Ob. Klippendecke.
8 Brecciendecke.
9 Rhätische Decke.
10 Sedimente Verrucano bis Lias. } Ostalpine Decke. Unt. = U.O.D. Ob. = O.O.D.
11 Krystalliner Kern der Antiklinale }

Fig. 2.
Schematisches Profil durch das südliche Graubünden.
Nach SCHARDT, HEIM, SCHMIDT und eigenen Beobachtungen.

Durch die Annahme der fünf Überschiebungen war es gelungen, den Bau der Berge am Schamser Tal dem Verständnis näherzubringen. Eine Schwierigkeit blieb aber zurück: Es war nicht möglich, die Stellung der Trias und der Schiefer auf dem Rofnaporphyr unter den Decken näher zu präzisieren. Dies wurde erst erreicht, als der Versuch gemacht wurde, unsere Aufnahme einem größeren Profil einzugliedern.

In dem Profile (Fig. 2) ist dies nun geschehen.

Zur Erläuterung dieser Zeichnung sind einige Worte nötig. Es soll ein schematisches Profil sein und kann infolgedessen keine Einzelheiten bringen. Es ist auch kein richtiges Profil, sondern eine Projektion verschiedener Profile untereinander, und zwar nach SCHARDT, HEIM, SCHMIDT u. a. Es wurde dadurch übersichtliche Darstellung erreicht; einen anderen Übelstand zog dies aber nach sich: daß die Mächtigkeiten viel zu groß erscheinen. Dies ist besonders für die Bündner-Schiefer-Zone im zentralen Teil der Fall. In der Oberflächengestaltung des Profils haben wir uns mit kleinen Abweichungen an das von SCHMIDT[3]) (Taf. I, 1) gegebene Profil gehalten, um dadurch die Gegensätze unserer Auffassungen hervortreten zu lassen. Wir müssen bei einem Vergleiche aber im Auge behalten, daß unsere Zeichnung in ihrem unteren Teile in tektonisch viel tiefere Elemente eindringt und dadurch schon ein anderes Bild erzeugt. Erst nachdem unser Profil schon entworfen war, kam uns HEIMS[5]) „schematischer Versuch zu einem Gesamtprofil des alpinen Deckenbaues auf der Linie Chiasso—Säntis“ zu Gesicht. Hier finden sich nun schon wie bei uns die lepontinischen Decken in Kontakt mit den Tessiner-Massivlappen; die Rheintalnarbe SCHMIDTs wird also nicht berücksichtigt.

Das Wichtigste, was unsere Zeichnung zeigen soll, ist das Verhältnis der helvetischen Überschiebungen zu der lepontinischen Facies.

Die Verhältnisse am Fläscherberg-Falknis (vgl. PAULCKE[6]), scheinen darzutun, daß von der helvetischen Facies ein direkter Übergang zu der lepontinischen stattfindet.

Nach unserem Profil kommen wir aber zu einer andern Vorstellung, daß sich zwischen die beiden Faciesbezirke eine Bündner-Schiefer-Facies einschiebt. Wir schließen folgendermaßen: Es ist bekannt, daß wir beim Emporsteigen aus den tieferen helvetischen Decken zu den höheren eine facielle Änderung derart bemerken, daß eine schiefrige Ausbildung immer mehr um sich greift (vgl. ARN. HEIM[7]). An der Südseite der Wurzel der helvetischen Decken lagert sich aber

auf den Verrucano und Rötidolomit nicht mehr helvetische Facies, sondern Bündner Schiefer. C. SCHMIDT[3]), S. 573, hat besonders dartun können, daß außer dem schon früher bekannten Lias auch untere Kreide in hervorragendem Maße an der Schieferzone teilnimmt. Wir nehmen danach an, daß die helvetische Facies in die Bündner Schiefer-Facies übergegangen ist. (Das Verhältnis des Jura und Kreideanteiles des Bündner Schiefers auf Fig. 2 ist natürlich ganz hypothetisch. Die Zeichnung des Profiles brachte es aber mit sich, eine Möglichkeit darstellen zu müssen. Es soll dadurch auch nicht ausgeschlossen werden, daß etwa noch obere Kreide und Tertiär vorhanden ist, wenngleich sie noch nicht nachgewiesen sind.) Verfolgen wir diese letzte Facies nun weiter, so sehen wir, wie sie sich auf das Gotthard-Massiv, auf Molare, Tambo, Adula, legt, getrennt von dem Krystallinen durch Rötidolomit und Rauchwacke. In dieser Ausbildung findet sie sich schließlich als Unterlage der Splügener Kalkberge. Von besonderer Bedeutung ist nun, daß wir überall wenig mächtige Einlagerungen von Grünschiefern in den Schiefern finden. Aus der nächsten Nähe unseres Arbeitsgebietes erwähne ich Einlagerungen bei Safien, Sufers und am Schyn.

Kommen wir nun an den Nordrand des Suretta-Massives, so fehlt plötzlich eine Bedeckung durch Bündner-Schiefer-Facies, und lepontinische Überschiebungen liegen direkt auf dem Rofnaporphyr. An wenigen Stellen sind aber zwischen Krystallin und der lepontinischen Facies oberhalb Andeer[1]) (S. 32) Blöcke von Dolomiten von inneralpinem Habitus eingeklemmt; und gehen wir weiter am Rand des Massives (vgl. Fig. 1) nach Süden, so erscheinen wieder unter den Überschiebungen rötiartige Dolomite, Rauchwacke und Schiefer mit ophiolithischen Eruptiven normal zum Rofnaporphyr: Also typische Bündner-Schiefer-Facies. Über diesen Schiefern liegen erst die lepontinischen Überschiebungen, insbesondere die Klippendecken. Zwischen helvetischer Facies und Klippenfacies müßten wir danach die Bündner-Schiefer-Facies einschieben.

Rekonstruieren wir uns nun den ursprünglichen Zusammenhang der Sedimente vor der Faltung, ihre Meere, welche durch verschiedene Faciesausbildung gekennzeichnet waren (vgl. Fig. 3), so folgen von Norden nach Süden: die helvetische Zone, die Bündner-Schiefer-Zone, die nördliche Klippenzone (U.K.D.), die südliche Klippenzone (O.K.D.), die Breccienzone (Br.D.), die rätische Zone (R.D.) und die australpine Zone (O.D.z.T.).

Auf unserem Profil sind mit schwarzer Farbe die basischen Eruptiva und Grünschiefer angelegt, die sich in der Bündner-Schiefer-Zone und der rätischen Zone finden.

In der Juraformation (Tithon) ist ein wechselnder Übergang von Breccien (Falknisbreccie) zur gewöhnlichen Sedimentation (koralligene Facies, Sulzfluhkalk) in der Klippen- und Bündner-Schiefer-Zone angedeutet, so daß nach vollendeter Deckenbildung in den nördlichen Anteilen der Klippendecken die koralligene über der brecciösen Facies liegen muß, und für den Süden das Umgekehrte sich ergibt, so wie es den tatsächlichen Verhältnissen im Rätikon und Schams entspricht.

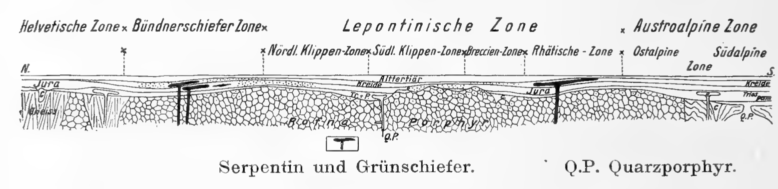


Fig. 3.
Schema der Faciesverteilung vor der Faltung.

Als Unterlage der lepontinischen Zonen ist ein Granit mit porphyrischer Randfacies gezeichnet, da im Schams Rofnaporphyr als unterstes Glied der lepontinischen und ostalpinen Decken beobachtet ist. Sonst ist dieses Profil in möglichst engem Anschluß an das Profil von SCHMIDT[1]) (Taf. 14) vom Jahre 1908 gezeichnet. Der Hauptunterschied liegt, wie schon erwähnt, darin, daß C. SCHMIDT einen direkten Übergang der helvetischen Sedimente in die lepontinischen annimmt und die Bündner-Schiefer-Zone hinter der Breccienzone einschaltet, während wir zweimaliges Auftreten einer schiefrigen Facies annehmen müssen. Daß dies auch für die West-Schweiz anzunehmen ist, scheint uns gesichert, doch möchten wir es vermeiden, an dieser Stelle noch darauf einzugehen.

Selbst wenn gewisse theoretische Schlußfolgerungen sich später als falsch erweisen sollten, so glauben wir doch, durch unsere Aufnahmen einen, wenn auch geringen Beitrag zur Aufklärung der merkwürdigen Faciesverhältnisse des südlichen Graubündens gebracht zu haben. Es war dies nur möglich unter Annahme des Deckenbaues, die uns belehrt hat, daß die früher vorausgesetzten unverständlichen Faciesverhältnisse nur zum geringsten Teile oder gar nicht existieren, daß eine sinngemäße tektonische Auffassung uns zur natürlichen Rekonstruktion der alten Meere in der alpinen Geosynklinale führt.

Angeführte Literatur.

1. MEYER, HERMANN: Geolog. Untersuchungen am Nordostrande des Suretta-Massives im südlichen Graubünden. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. B., Bd. XVII, 1909.
2. WELTER, O. A.: Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safien. Ecl. geol. Helv., Bd. X, 1909.
3. SCHMIDT, C.: Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizer Alpen. Ecl. geol. Helv., Bd. IX, 1907.
4. HEIM, ALBERT: Über die nordöstlichen Lappen des Tessiner Massives. Geol. Nachlese, Nr. 17. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. **51**, 1906.
5. — Bau der Schweizer Alpen. Neujahrsblatt Naturf. Ges. Zürich, 1908.
6. PAULCKE, W.: Der Fläscherberg. Ber. Vers. Oberrhein. geol. Ver., 40. Vers. Lindau 1907.
7. HEIM, ARNHOLD: Gliederung und Facies der Berrias-Valanginien-Sedimente in den helvetischen Alpen. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. **52**, 1907.
8. SCHARDT, H., Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. Verh. Schweiz. Naturf. Ges. St. Gallen 1906.

---

2. Cirripedier (?) aus der alpinen Trias.

Von Herrn D. HÄBERLE.

Heidelberg, den 8. Dezember 1909.

Bei Bearbeitung meines Gastropoden-Materials vom Gipfel des Viezzena[1]) kam mir auch ein stark von Limonit durchsetztes und daher sehr brüchiges Gesteinsstück in die Hände, auf dem anscheinend zwei, ziemlich fragmentarische Gebilde mit ihren Längsseiten aneinandergelagert sind. Beide Stücke ließen keine Anklänge an die mir bekannt gewordenen Formen der alpinen Trias erkennen. Zuerst wollte ich sie unbeschrieben zur Seite legen. Um jedoch andere auf derartige Vorkommnisse aufmerksam zu machen und vielleicht von anderer Seite eine Aufklärung zu erhalten, stellte ich sie schließlich auf Grund ihrer besonderen Merkmale „mit allem Vorbehalt“ als „Stücke sehr zweifelhafter Natur“ zu *Hyolithes* bzw. *Conularia*. Ausdrücklich hob ich noch hervor, daß es bei dem Leser wie bei mir selbst Bedenken erregen dürfte, „daß dieses einzige

[1]) HÄBERLE: Paläontologische Untersuchung triadischer Gastropoden aus dem Gebiet von Predazzo. Verhandl. d. Naturhist.-Medizin. Ver. z. Heidelberg 1908, N. F. Bd. IX, S. 247—631. Mit Tafel II—VI. Siehe dort S. 517—519 u. Taf. VI, Fig. 33—35.

Exemplar einer fraglichen *Conularia* mit dem einzigen Exemplar eines fraglichen *Hyolithes* zusammen auf demselben Gesteinsfragment vorkommen soll“. Zugunsten meiner provisorischen Deutung konnte ich aber immerhin anführen, daß BITTNER bereits Conularien aus dar alpinen Trias erwähnt hat[2]).

Nun fragte kürzlich Herr DR. MARTIN SCHMIDT (Stuttgart) bei mir an, ob es sich nicht vielleicht um Cirripedier-Schalen handeln könnte. Dadurch veranlaßt, sah ich die einschlägige Literatur durch und muß gestehen, daß tatsächlich eine überraschende Ähnlichkeit mit Schalenstücken von Formen aus der Familie der Lepadiden, besonders *Scalpellum*, besteht. Wahrscheinlich gehören die beiden von mir getrennt beschriebenen Stücke zusammen. Man vergleiche meine Abbildung Taf. VI Fig. 33 in umgekehrter Stellung mit der auch in ZITTELs Handbuch der Paläontologie, 1. Abt., II. Bd., S. 538, wiedergegebenen Abbildung DARWINS, Taf. I, Fig. 4a, des Scutums von *Scalpellum fossula* aus der oberen Kreide von Norwich[3]).

Eine nähere Bestimmung ist mir leider wegen des ungünstigen, keine weitere Präparation gestattenden Erhaltungszustandes nicht möglich. Da *Scalpellum* nach ZITTEL erst von der Kreide ab bekannt ist, dürfte dies triadische, wenn auch zunächst noch recht fragliche Vorkommen einer möglicherweise verwandten Form ein gewisses Interesse verdienen.

---

3. Über ein neues ausgedehntes diluviales Kalklager bei Gr.-Drewitz unweit Guben.

Von Herrn H. HESS VON WICHDORFF.

(Mit 5 Textfiguren.)

Berlin, den 10. Dezember 1910.

Ungefähr 10 Kilometer von der Kreisstadt Guben entfernt liegt das Rittergut Gr.-Drewitz inmitten einer weiten vorwiegend kiesig-sandigen Gegend. Von dem nordwestlich vom

---

[2]) BITTNER: *Conularia* in der Trias. Verhandl. k. k. geol. Reichsanstalt 1878, S. 281—282.

[3]) DARWIN, CH.: A monograph of the fossil *Lepadidae* or pedunculated Cirripedes of Great Britain. Palaeontographical Society, London 1851.

Rittergut gelegenen Göhlen-See zieht ein schmaler Talgrund durch den Gr.-Drewitzer Wald entlang nach dem benachbarten Krayne zu, der die abfließenden Gewässer des Sees zur Neiße und bald darauf in die Oder führt. In diesem engen Tälchen war seit langen Zeiten an dem östlichen Steilhang ein etwa 200 m langes Vorkommen von anstehendem Kalk bekannt, das bereits vor Jahrzehnten zur Anlage des noch vorhandenen Kalkofens führte. Dieser Aufschluß würde noch heute geologisch schwer zu deuten sein, wenn nicht der frühere Besitzer von Gr.-Drewitz, Rittergutsbesitzer SCHULZ-GRANO, eine genaue Untersuchung und Aufschließung des ganzen Kalkvorkommens mit großem Interesse in die Hand genommen hätte. Abgesehen von einer Reihe anderer Maßnahmen ließ er im Jahre 1907 von dem Bergtechniker L. TRALLS in Kottbus und J. TRALLS in Guben das gesamte kalkführende Gelände sachgemäß abbohren; hierdurch wurde die Ausdehnung und Mächtigkeit des ganzen Kalkvorkommens festgestellt. Auf Grund eigener Untersuchungen sowie der TRALLSschen Arbeiten, deren absolute Zuverlässigkeit durch zahlreiche Nachprüfungen einwandfrei festgestellt wurde, läßt sich nunmehr ein genaues Bild des Gr.-Drewitzer Kalkvorkommens geben und auch Alter und Entstehung dieser bisher größten diluvialen Kalkablagerung näher beurteilen.

Das Kalklager von Gr.-Drewitz ist außerordentlich regelmäßig abgelagert und zeigt noch heute die wannenförmige Ausbildung, die allen auf dem Grunde von Seen zum Absatz gelangten Seekalklagern eigen ist. Die Oberfläche des Lagers ist fast in seiner ganzen Ausdehnung durchaus horizontal, nur am Westrande scheint eine nachträgliche Aufstauchung der randlichen Partien erfolgt zu sein. Die horizontale Oberfläche des Kalkvorkommens bedingt es, daß der Kalk am Hang des Tälchens als mehrere Meter hohe Steilwand (siehe Abbildung 1) zutage tritt, während im Walde auf dem Wege zum Gute Gr.-Drewitz zunächst bei stärkerem Anstieg des Geländes die Decke des kiesigen Sandes immer mehr zunimmt bis zu einer Höchstmächtigkeit von 10,4 m (Bohrloch 59), dann aber auf dieser fast ebenen Hochfläche auf große Strecken völlig gleiche Mächtigkeit besitzt. Der steinig-kiesige Sand, der das Kalklager in seiner ganzen Ausdehnung bedeckt, ist diluvialen Alters und steht in ununterbrochenem Zusammenhang mit den gleichen Bildungen, die die ganze Gegend auf weite Entfernungen bedecken.

Was die Ausdehnung des Gr.-Drewitzer Kalklagers anlangt, so ist das Vorkommen zusammenhängend auf 1,4 Kilometer

Länge und 200—400 m Breite bisher nachgewiesen. Im Westen am Wege nach Pinnow ist die Grenze des Vorkommens noch nicht festgelegt, jedoch scheint über Bohrloch 48 hinaus wohl nicht allzu viel Kalk mehr zu erwarten zu sein. Möglich ist indessen die Auffindung weiterer isolierter Kalkbecken in der Umgebung, worauf z. B. das ganz gleichartige Auftreten von Kalk bei Krayne in der Fortsetzung des erwähnten Tälchens in der Mitte zwischen dem Gut und der Flurortbezeich-



Fig. 1.
Kalkgrube im Gr. Drewitzer Wald.

nung „An der Kupfermühle“ hindeutet. Hier steht am Bergabhang unmittelbar an einem Karpfenteich Kalk von derselben Beschaffenheit wie bei Gr.-Drewitz an.

Die Mächtigkeit der Gr.-Drewitzer Kalkablagerung schwankt bei dem wannenförmigen Bau des Vorkommens natürlich in bedeutenden Grenzen. Als Durchschnitt für eine Schätzung des vorhandenen Kalkvorrats dürfte nach dem Vorgang von TRALLS eine Mächtigkeit von 3,5 m anzunehmen sein. Im allgemeinen wechselt die Mächtigkeit von 1,2—10,5 m. Die größte Mächtigkeit von über 10 m ist in der Mitte des Lagers (Bohrung 53 und 54) auf eine Strecke von mindestens

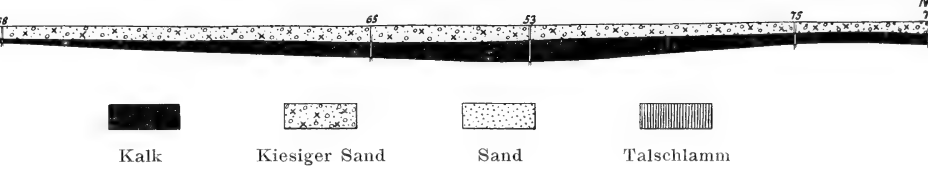


Fig. 2.
Längsprofil durch das Gr. Drewitzer Kalklager (C—D).
Maßstab 1 : 10000 ($2^1/_2$ fache Überhöhung).

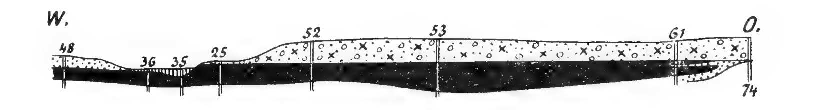


Fig. 3.
Querprofil durch das Gr. Drewitzer Kalklager (A—B).
Maßstab 1 : 6550 ($2^1/_2$ fache Überhöhung).

100 m Länge ermittelt worden. Die beiden beigegebenen Profile geben ein genaues Bild des gleichmäßigen Baues des ganzen Vorkommens; namentlich im Querprofil kommt der wannenartige Charakter des gesamten Lagers deutlich zum Ausdruck, eine Ablagerungsform, wie sie namentlich auch die alluvialen Wiesenkalklager[1]) und die rezenten Kalkabsätze der heutigen Seen in der Regel aufweisen.

Zur Erläuterung der beigegebenen Profile und der Karte des Gr.-Drewitzer Kalkvorkommens sei an dieser Stelle eine kurze Auswahl der Ergebnisse der im Sommer 1907 von Herrn Tralls vorgenommenen Bohrungen wiedergegeben; die Lage der Bohrungen ist aus der Karte zu ersehen.

Bohrloch	Bohrergebnisse	
Nr. 2	0— 1,40 m	Sand
	1,40— 4,60 -	Kalk
	4,60— 5,10 -	Sand
Nr. 25	0— 0,40 -	Sand
	0,40— 8 -	Kalk
	8— 8,30 -	Grauer Ton und Sand
Nr. 53	0— 7,50 -	Kies
	7,50—18,00 -	Kalk
	18,00—18,80 -	Sandiger Mergel
Nr. 54	0— 7,30 -	Kies
	7,30—17,40 -	Kalk
(Nicht durchbohrt; Bohrer abgebrochen.)		
Nr. 57	0— 8,00 -	Sand
	8,00—13,10 -	Kalk
	13,10—14,00 -	Sand
Nr. 59	0—10,40 -	Kies
	10,40—12,20 -	Kalk
	12,20—13,50 -	Sand

Die Beschaffenheit des Gr.-Drewitzer Kalkes entspricht in petrographischer Hinsicht durchaus den alluvialen Wiesenkalken, ein Umstand, der bei der gleichen Entstehungsweise nicht verwundern kann. Der Kalk ist erdig, leicht zerreiblich und fühlt sich tonig an. In bergfeuchtem Zustande — der Gr.-Drewitzer Kalk hat wie der Wiesenkalk 33 Proz. Wassergehalt — ist er knetbar wie feinsandiger Ton,

---

[1]) H. Hess von Wichdorff: Zur Kenntnis der alluvialen Kalklager in den Mooren Preußens, inbesondere der großen Moorkalklager bei Daber in Pommern. Zeitschr. f. prakt. Geol., Jahrg. XVI, 1908, H. 8; als Separatabdruck unter dem Titel: „Die Wiesenkalklager Norddeutschlands und die Möglichkeit ihrer intensiveren industriellen Erschließung."

so daß er bei den Sandböden der Umgebung infolge dieser Eigenschaft nicht nur als Kalkdüngemittel, sondern auch als Bodenbindemittel (ähnlich dem Lehmmergel) hervorragende Dienste leisten wird. Er besitzt im allgemeinen eine helle Farbe, die beim Trocknen scharf hervortritt, auch bereits bergfeucht in der Grube durch gelblichweiße, gelbe und hellgrünliche Farbentöne der einzelnen Lagen und Schichten angedeutet wird. Nach den Beobachtungen des Bergtechnikers TRALLS weisen vielfach die unteren Bänke des Kalklagers grünliche Farbentöne auf, während die hangenden Partien weit hellere Farben zeigen. Im Gegensatz zu den alluvialen Kalklagern ist dem Gr.-Drewitzer Vorkommen eine deutliche enge horizontale Schichtung eigen; in allen Aufschlüssen treten die einzelnen Lagen und Schichten des Kalkes scharf hervor.

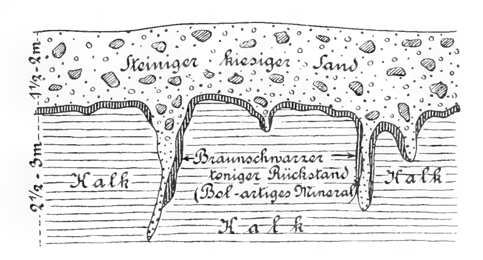


Fig. 4.
Geologische Orgeln im Kalk.

In den Aufschlüssen weist die Oberfläche des Kalkes vielfach trichter- und schlauchförmige Vertiefungen auf, die den Kalkgruben ein eigenartiges Aufsehen verleihen. Es handelt sich hier um sogenannte „Geologische Orgeln“ im Kalk, wie sie A. JENTZSCH und R. MICHAEL von dem in vieler Beziehung dem Gr.-Drewitzer Vorkommen ähnlichen diluvialen Kalklager von Zlottowo[1]) bei Löbau an der Grenze von Westpreußen und Ostpreußen am Westabhang der Kernsdorfer Höhen zuerst beschrieben haben. Überall ist der Kalk von einer dünnen, 1—5 cm starken Lage eines braunschwarzen fettigen bolartigen Minerals bedeckt, das auch an den Seitenwänden der einzelnen schlotförmigen Vertiefungen überall sich findet.

---

[1]) A. JENTZSCH und R. MICHAEL: Über die Kalklager im Diluvium bei Zlottowo in Westpreußen. (Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesan., Bd. XXIII, 1902, S. 78—92.)

Die Orgeln verdanken ihre Entstehung der erodierenden Tätigkeit jener diluvialen Schmelzwässer, die das Kieslager als Decke über dem Kalke ablagerten, wobei vorher die Oberfläche des Kalkes zum Teil aufgelöst, zum Teil ausgeschlämmt wurde, so daß schließlich als unlöslicher Rückstand jenes dunkelbraune bolartige Mineral zurückblieb; daher findet sich das Mineral nicht nur im Innern der einzelnen Vertiefungen, sondern auch als dünne Schicht auf der Oberfläche des ganzen Kalkvorkommens.

Die chemische Zusammensetzung des Gr.-Drewitzer Kalkes ist durch eine Reihe von Analysen bestimmt worden, von denen hier einige Ergebnisse mitgeteilt werden sollen. Der untersuchte Kalk stammt aus den Kalkgruben in dem erwähnten Tälchen; aus tieferen Schichten liegen bisher leider keine Untersuchungen vor. Der verschiedene Wassergehalt in den einzelnen Analysen ist auf den verschiedenen Trockenzustand der Proben zurückzuführen, die zum Teil bergfeucht, zum Teil völlig trocken eingeliefert wurden.

I.

SiO_2	= 4.49	Proz.
Al_2O_3 . . .	= 0,9	-
Fe_2O_3 . . .	= 3,03	-
MnO . . .	= 0,21	-
CaO	= 49,40	-
MgO	= 0,31	-
Alkalien . .	= 0,63	-
CO_2	= 38,76	-
Chem. geb. H_2O u. Organ.	= 2,27	-
	100,00	Proz.

$CaCO_3$ . . . = ca. 88 Proz.
Wassergehalt . = ca. 13,83 -

II.

$CaCO_3$ . . .	= 86.36	Proz.
$CaSO_4$ . . .	= 0,97	-
$MgCO_3$ . . .	= 0,93	-
$Fe_2O_3 + Al_2O_3$	= 3,46	-
Sand	= 6,79	-
	98,51	Proz.

Wassergehalt = 33,7 Proz.

III.

$CaCO_3$ . . . = 87,56 Proz.
Wassergehalt = 35,2 -

IV.

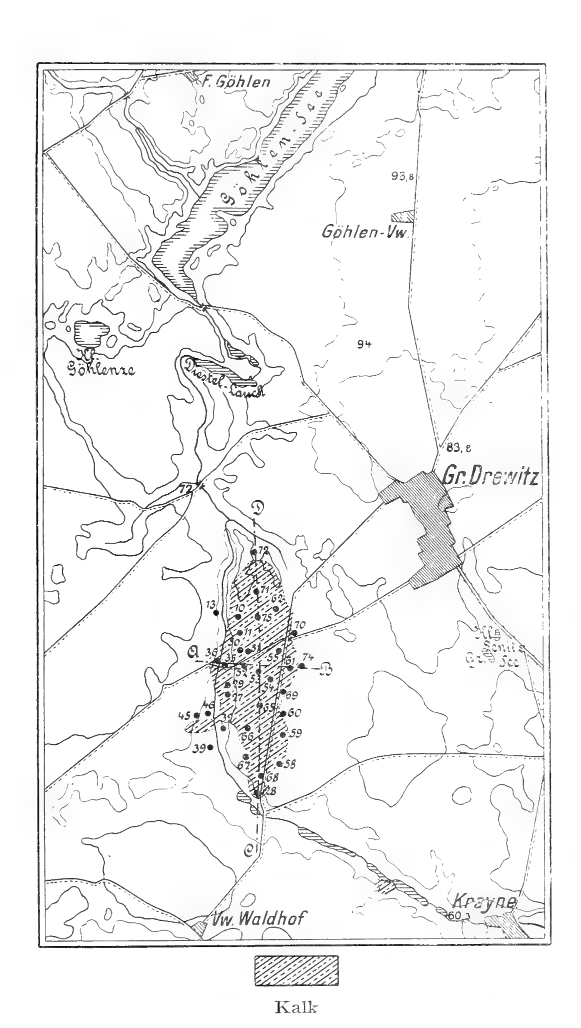
$CaCO_3$ = 86,45 Proz.

V.

$CaCO_3$ . . .	= 88,57	Proz.
$MgCO_3$ . . .	= 1,51	-
SiO_2	= 3,09	-
Al_2O_3 . . .	= 0,28	-
Fe_2O_3 . . .	= 2,89	-
Unlösliches . .	= 1,72	-
H_2O u. Organ.	= 1,95	-
	100,01	Proz.

Analysen: I. vom Kgl. Materialprüfungsamt Groß-Lichterfelde, II. Dr. Rincks Chem. Laboratorium Kottbus, III. Agrikulturchemische Versuchsstation Berlin, IV. Moorversuchsstation Bremen und V. Laboratorium für Tonindustrie (Seger & Cramer), Berlin.

Der Prozentgehalt des Gr.-Drewitzer Kalkes an reinem kohlensauren Kalk schwankt somit zwischen 86,36 Proz. und 88,57 Proz. nach den vorliegenden Analysen. Der ursprüngliche Wassergehalt des bergfeucht aus der Grube gewonnenen



Kalk

Fig. 5.
Lageplan des Kalklagers.
(Maßstab 1 : 50000.)

Kalkes beträgt etwa 33—35 Proz.; nach dem Trockenen wird demnach die Ausbeute nur $^2/_3$ des bergfeuchten Materials betragen.

Fossilien haben sich bisher in den kleinen Tagebauen nicht finden lassen.

Das geologische Alter des Gr.-Drewitzer Kalklagers ist zweifellos diluvial. In seiner ganzen Ausdehnung wird das Vorkommen von diluvialem steinig-kiesigen Sande überlagert, der, wie schon erwähnt, die weite Umgegend auf große Erstreckung hin aufbaut. Der Untergrund des Lagers wird ebenfalls von rein diluvialen Sanden, Kiesen, Mergel usw. gebildet. Die fast ungestörte Entwickelung eines solchen mächtigen und in seiner ursprünglichen wannenförmigen Gestalt vollkommen erhaltenen Kalklagers inmitten diluvialer Ablagerungen deutet mit hoher Wahrscheinlichkeit darauf hin, daß seine Entstehung entweder in die letzte Interglazialperiode fällt oder auf interstadiale Bildung hinweist. Mannigfache Bedenken sind noch gegen die eine oder die andere Deutung geltend zu machen. Der Mangel einer Geschiebemergelüberlagerung des Lagers und die fast unversehrt gebliebene Form der ganzen, doch sicher ursprünglich recht weichen Kalkablagerung scheinen dagegen zu sprechen, daß nach seiner Entstehung noch eine Inlandeisbedeckung darüber hinweggezogen ist. Will man aber annehmen, daß das Kalklager lediglich von Schmelzwasserabsätzen des letzten Inlandeises bedeckt wurde, so ist nicht recht ersichtlich, warum von ihren gewaltigen Kies- und Sandströmen der dann in gleicher Seenrinne in derselben Meereshöhe gelegene Göhlen-See verschont wurde. Die genaue Altersbestimmung muß demnach gegenwärtig noch unentschieden bleiben; vielleicht wird ein späterer Abbau des Kalklagers auch Fossilfunde und weiteres Beobachtungsmaterial liefern und damit etwas mehr Licht in die Alters- und Entstehungszeit dieses diluvialen Sees und seiner Seekalk-Ablagerungen bringen.

Zum Schluß sei noch kurz auf die industrielle Bedeutung des Gr.-Drewitzer Kalkvorkommens hingewiesen. Der Kalkvorrat des Gr.-Drewitzer Vorkommens beträgt nach meinen Schätzungen mindestens 1 Million Kubikmeter, d. h. 20 Millionen Zentner, lufttrockenen Kalk. Nach den übereinstimmenden Gutachten der verschiedenen oben erwähnten Behörden, die Analysen des Gr-.Drewitzer Kalkes ausführten, ist der Kalk frei von allen pflanzenschädlichen Bestandteilen und als Düngekalk vorzüglich verwendbar. Seine weitere Verwendbarkeit zur Herstellung von Zement wird hervorgehoben. Eine vorzügliche Eigenschaft des Lagers ist

— im Gegensatz zu den Wiesenkalklagern — die relativ trockene Beschaffenheit des Kalkes und Lage über dem Grundwasserspiegel, der die Gewinnung des Kalkes im Tagebau ermöglicht. Die einzige Schwierigkeit beim Abbau des Lagers bietet die stellenweise recht erhebliche Abraumdecke von kiesigem Sand, dessen Mächtigkeit von 3—10,40 m schwankt. Das Gr.-Drewitzer Kalklager dürfte eine erhebliche volkswirtschaftliche Bedeutung für eine weite Umgegend besitzen.

---

4. Das älteste Diluvium Sylts.

Bemerkungen zu dem Vortrag von Herrn W. Wolff.[1]

Von Herrn C. Gagel.

Mit 2 Textfiguren.

In betreff der Kaolinsande möchte ich bemerken, daß ich das Vorkommen reiner Kaolinsande ohne jedes nordische Material nicht leugnen will, daß ich selbst aber an verschiedenen Stellen, so besonders an der Kampener Treppe zwischen Kampen und Weningstedt, am Witte Kliff (Braderup Kliff) und bei Munkmarsch noch mehrere Meter unter der Unterkante des rein nordischen Diluviums zweifellos nordische Gerölle, z. T. von fast Faustgröße, so vor allem Gneise und nordische Quarzite — z. T. die charakteristischen alten grünen Quarzite — gefunden habe. Meyn erwähnt in seiner Monographie der Insel Sylt besonders das Vorkommen von Granitskeletten im Kaolinsand, d. h. ganz zersetzte Granite. Außerdem möchte ich darauf aufmerksam machen, daß die Kaolinsande besonders in dem mehr nördlichen Teil des Rothen Kliffs eine ganz wundervolle Kreuzschichtung aufweisen, die ich am Morsumkliff nie habe sehen können, was m. W. auch schon Stolley betont.

Was nun das Vorkommen der ältesten Moräne unter der Hauptmoräne mit der annähernd horizontalen Unterkante betrifft, so kann ich nur betonen, daß ich die Aufschlüsse 1905 ebenfalls unter besonders günstigen Umständen gesehen habe; die damals von mir aufgenommenen Photographien sind z. T. von Herrn Dr. Petersen schon publiziert in: „Die krystallinen Geschiebe des ältesten Diluviums auf Sylt“[2]), worauf ich hier

---

[1]) Vergl. die Anmerkung 4 auf S. *61* dieses Monatsberichts.
[2]) Diese Zeitschr. Bd. **57**, 1905, Monatsber. 8, S. *276—292*.

verweisen kann. Ich kam damals nach Sylt, möglichst kritisch gestimmt gegen die Angaben meines geschätzten Gegners Stolley, und konnte doch nichts anderes als seine Beobachtungen bestätigen und ergänzen.

Zunächst ist zu konstatieren, daß die Hauptmoräne von Westerland bis fast nach der Kampener Treppe eine geradlinige, fast horizontale Unterkante hat[1]) — sie steigt auf der mehrere Kilometer langen Strecke ganz allmählich nur um wenige Meter — und bemerkenswert einheitlich petrographisch ausgebildet ist sowie keinerlei erkennbare Störungen

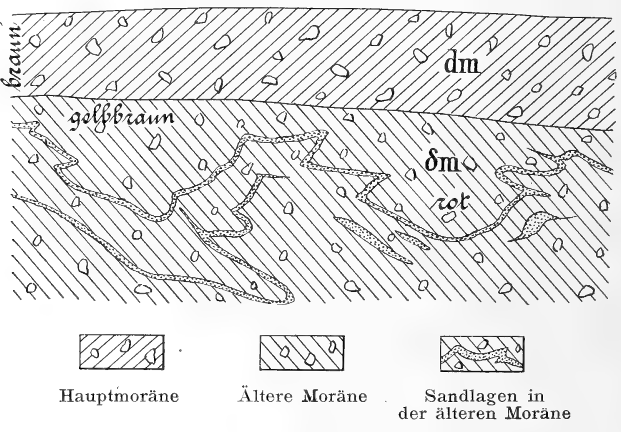


Fig. 1.
Rotes Kliff, 150 m nördlich der Kronprinzentreppe.

zeigt; die in ihr liegenden Sandschmitzen und Sandstreifen liegen ebenso horizontal wie die Unterkante der Hauptmoräne, auch da, wo diese über der stark gestauchten ältesten Moräne liegt. Die stark gestauchte älteste Moräne dagegen ist petrographisch sehr verschieden ausgebildet, hat z. T. sehr viel toniges, älteres Material aufgenommen und schneidet an mehreren Stellen mit denkbarster Schärfe gegen die ungestört horizontal darüberliegende Moräne ab. Vgl. die betreffenden Bemerkungen von Petersen. In Fig. 9 der Arbeit von Petersen z. B. ist die Hauptmoräne, ganz wie üblich ausgebildet, die unterste Moräne darunter ist etwas anders gefärbt, wundervoll geschichtet und gebankt — trotz

---

[1]) Vergl. auch E. Geinitz: Das Quartär auf Sylt. N. Jahrb. Min. 1906. Beilageband XXI. Taf. VI, VII, VIII.

unverkennbarster Moränennatur, kratziger Beschaffenheit und zahlreichen Geschieben. Die Faltung der gebankten untersten Moräne ist dieselbe wie die der darüberliegenden Diluvialsande, so daß von „Unterfassen“, „Unterschieben“, „Apophysen“, „Einfaltung“ der Hauptmoräne gar keine Rede sein kann. Zu Fig. 8 von PETERSEN möchte ich die damals aufgenommene Skizze (Fig. 1) auf S. 82 beifügen.

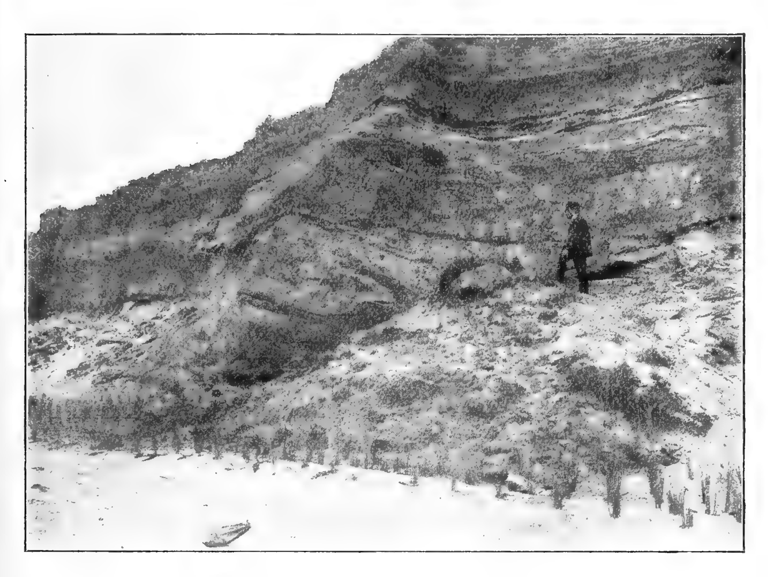


Fig. 2.
Rotes Kliff auf Sylt, 50 m südlich Buhne IX.

Die Hauptmoräne ist hier gleichmäßig braun, ihre Unterkante setzt ganz horizontal durch, ebenso wie weiter nördlich und südlich; die älteste Moräne ist von ihr getrennt erstens durch die eisenschüssige Grenzschicht, dann durch die deutlich abweichende gelbbraune Farbe, die nach unten in rote bzw. rotbraune übergeht; in ihr sind die schönsten gestauchten Sandstreifen und Sandschlieren vorhanden, die hier der oberen Moräne ganz fehlen.

Die Stauchungen der untersten Moräne werden ebenso diskordant abgeschnitten wie die der gestauchten Sande und Tone. Vergl. GEINITZ a. a. O., Taf. VI u. VIII. Etwa 50 m südlich Bühne IX zeigt die unterste Moräne eine Art liegender Falte und ist ebenfalls in Farbe und Beschaffen-

heit deutlich von der ganz ungestörten, darüberliegenden Hauptmoräne verschieden (Fig. 2). Diese Stelle ist schon einmal photographiert von E. GEINITZ (a. a. O. Fig. 7); auch auf dessen Bild ist die von ihm bestrittene Grenze unverkennbar zu sehen. Der photographische Apparat hat eben ganz objektiv gearbeitet.

Auf dieser meiner Photographie geht die horizontale Grenze in Magenhöhe des danebenstehenden Dr. PETERSEN unverkennbar durch; es ist die Stelle, die ich bei Gelegenheit der Exkursion der Deutschen Geolog. Gesellschaft im September 1909 aufgraben ließ, um die Grenze zu zeigen.

Die eisenschüssige Grenze zwischen Hauptmoräne und ältester Moräne kann nicht oder nicht überall jüngere Infiltrationsbildung sein. Eine solche jüngere Infiltrationsbildung kann man verstehen, wenn unter der Hauptmoräne durchlüftete poröse Sande liegen, wenn also die Sickerwässer in andere physikalische Bedingungen kommen, nicht aber, wenn diese Sickerwässer aus einer Moräne in eine andere, also in dieselben physikalischen Bedingungen gelangen ohne andersbeschaffene Zwischenschicht; hier muß diese rostige Grenzschicht älter sein als die jüngere Moräne, und wenn diese rostige Grenzschicht an einzelnen Stellen durch die jüngere Moräne zerstört ist, und diese scheinbar ohne Grenze in die tiefere Moräne übergeht, so beweist das eben die ältere Natur der Grenzschicht, die annähernd horizontal, **jedenfalls geradlinig und ungestört** auf 5 km über gestauchte älteste Moräne, abgeschnittene, gefaltete Tone, älteste Diluvialsande, Kaolinsande usw., also über die verschiedensten Bildungen geht und großenteils durch die Führung der Windschliffgeschiebe ausgezeichnet ist; die positiven Beweise wie Fig. 8 und 9 bei PETERSEN und die vorstehenden Abbildungen beweisen jedenfalls viel mehr als noch so viele negative Beweise, an denen nichts **mehr** zu erkennen ist.

Nimmt man dazu die gänzlich verschiedene Geschiebeführung der untersten Moräne mit ihrem ungewöhnlichen Reichtum an rein nordischen, speziell Christianiageschieben, die so gänzlich abweicht von der der horizontalliegenden Hauptmoräne, so wüßte ich nicht, was an dem Beweis der Verschiedenaltrigkeit beider Moränen noch fehlt.

---

5. Bemerkungen zur Rekonstruktion eines Flugsaurier-Skelettes.

Von Herrn Ernst Stromer.

(Hierzu eine Texttafel.)

München, den 24. Januar 1910.

Wenn man absieht von den Rekonstruktionen, die Seeley[1]) von den Pterosauriern machte, und die großenteils vor allem Heiterkeit zu erwecken geeignet sind, so hat neuerdings nur Williston[2]) eine Skelettrekonstruktion eines Flugsauriers, des obercretacischen *Nyctodactylus*, gefertigt. Plieninger, der sich des öfteren und eingehend mit der Gruppe beschäftigte[3]), und der so viele prächtige Skelette studieren konnte, hat leider nicht den Versuch dazu gemacht, obwohl er dabei den Lesern seiner Abhandlungen und vor allem auch sich selbst über manche wichtige Fragen Klarheit zu verschaffen gezwungen gewesen wäre.

Für mein Lehrbuch der Paläozoologie mußte ich trotz mangelnder spezialistischer Kenntnisse wagen, nach den in München befindlichen Exemplaren und nach der Literatur eine Rekonstruktion zeichnen zu lassen. Ich wählte dazu den besonders instruktiven und durch viele, z. T. ungewöhnlich vollständige Reste vertretenen *Rhamphorhynchus Gemmingi* H. v. M., wobei ich für die Proportionen eine Abbildung H. v. Meyers[4]) zugrunde legte. Ich ließ das Tier in halber Größe von der Bauchseite gesehen und die Flügel seitlich halb zusammengefaltet zeichnen, um sie, die Gürtel und die Bauchrippen möglichst deutlich werden zu lassen. Die Stellung des hier in ein Drittel der natürlichen Größe abgebildeten Flugsauriers soll also keine natürliche sein, sondern die eines zu Schauzwecken aufgestellten Präparates. Die Zeichnung, die Fräulein E. Kissling unter meiner Leitung im hiesigen zoologischen Institute anfertigte, machte die größten Schwierigkeiten, obwohl ich nur Organe wiedergeben ließ, die fossil erhalten sind. Dabei glaube ich nun manches nicht Uninteressante gefunden zu haben, über das ich hier kurz berichten möchte.

---

[1]) Dragons of the air. London 1901.

[2]) Amer. Journ. Anat., Vol. I, S. 297 ff., 1902.

[3]) Paläontogr., Bd **41**, 1894, Bd **48**, 1901 und Bd **53**, 1907.

[4]) Fauna der Vorwelt. Reptilien aus dem lithographischen Schiefer. Frankfurt a. M. 1860, Taf. IX, Fig. 1.

Vom Schädel ist nur zu bemerken, daß ich den Wechsel der auffällig schräg nach vorn gerichteten Zähne angeben ließ, die schnabelartigen Fortsätze der Kieferspitzen aber, die H. v. MEYER[1]) beobachtete, nicht zeichnen zu lassen wagte, weil ich mir über ihre ursprüngliche Form nicht klar wurde.

Um die Beweglichkeit des sieben Wirbel umfassenden Halses anzudeuten, wurde er etwas gedreht und gekrümmt gezeichnet, ferner die ersten drei breiten Brustrippen als frei endigend, weitere vier aber mit verkalkten oder verknöcherten Sternocostalia ähnlich wie bei Vögeln an das sehr breite und flach gewölbte Brustbein befestigt; denn es entspricht das nicht nur PLIENINGERS Angaben bei *Campylognathus Zitteli* (1907, S. 222, Fig. 1), sondern auch H. v. MEYERS vorzüglichen Zeichnungen (a. a. O., Taf. X, Fig. 1). Das Verhalten der Bauchrippen und der hinteren Rippen wurde mir aber erst bei dem Vergleich mit einem sehr schön präparierten *Sphenodon*-Skelett klar, wenn auch unsere Form von dem Rhynchocephalen durch ihre krokodilartige Befestigung der Rippen an den Querfortsätzen der Wirbel, durch eine geringe Zahl (6) der Bauchrippen und anscheinend auch durch den Mangel von Processus uncinati sich unterscheidet. Jede Bauchrippe besteht aus einem stumpfwinkelig geknickten Mittelstück und einem beiderseits sich daran anlegenden Seitenstück; die Rippen durften sich aber nicht so an sie anfügen, wie es PLIENINGER (a. a. O., S. 222) bei *Campylognathus* fand, sondern wie bei *Sphenodon*, denn nach H. v. MEYERS Tafel IX und X sind genau solche zackige, knorpelige und vielleicht etwas verkalkte Sternocostalia der hinteren Rippen vorhanden wie bei letzterem. Der Hinterrand des Brustbeines ist übrigens kaum ein natürlicher; es mag noch Knorpel vorhanden gewesen sein, der wie bei *Sphenodon* unter die ersten Bauchrippen reichte; da ich ihn jedoch nirgends erhalten fand, wurde er nicht gezeichnet[2]).

Für die ventral sehr schmal erscheinenden zwei Lendenwirbel und für die vier Sakralwirbel gab ein hier befindliches Original ZITTELS[3]) die beste Grundlage, für die Schwanzlänge

---

[1]) a. a. O., Taf. X, Fig. 1.

[2]) Die Brustrippen sind zu stark gebogen, die Bauchrippen nicht schlank genug gezeichnet; auch sind die vorderen Sternocostalia, die ja im wesentlichen dorsoventral laufen, nicht perspektivisch verkürzt und die zackigen hinteren mehr schräg zur Längsachse des Körpers gezeichnet, als der Wirklichkeit entspricht. Es sollten eben diese Organe in der Figur möglichst deutlich erkennbar sein.

[3]) Paläontogr., Bd XXIX, 1882, Taf. III, Fig. 2.

H. v. Meyers Tafel IX, Fig. 1 und das vorzügliche Exemplar des amerikanischen Nationalmuseums[1]).

Daß der Schwanz im Gegensatz zu mehreren Rekonstruktionsbildern ganz steif war, scheint mir aus seiner Erhaltung hervorzugehen, da er höchstens geknickt, nie stärker gekrümmt vorliegt, und ihm die Hülle der verknöcherten Sehnen offenbar besonderen Halt gab. Das Schwanzsteuersegel bildete zuerst Marsh[2]) bei seinem *Rhamphorhynchus phyllurus* ab, der übrigens in den Proportionen von ungefähr gleichgroßen Exemplaren des *Rh. Gemmingi* (= *Münsteri*) so verschieden ist, daß ich von einer spezifischen Identität nicht überzeugt bin. Marsh läßt es vertikal gestellt sein; denn die zarten Fortsätze, die es spannen, sollen nach ihm einerseits in der Mitte der Wirbelkörper als dorsale Dornfortsätze, andererseits zwischen ihnen als ventrale Fortsätze der Chevrons sich erheben. Abgesehen davon nun, daß ich bei *Rhamphorhynchus* Chevrons nirgends beobachten konnte, war ich auch nicht in der Lage, bei einem noch unbeschriebenen Exemplar der hiesigen Sammlung, das die Haut und ihre zarten Träger vorzüglich zeigt, die Wirbelgrenzen sicher festzustellen, und fand die Träger z. T. opponiert, wonach es wohl Querfortsätze sein könnten. Für die Ansicht von Marsh spricht allerdings, daß bei dem in seitlicher Lage erhaltenen Exemplar des amerikanischen Nationalmuseums die Fläche des Schwanzsegels zu sehen ist, und daß stets die beiden Hälften ein wenig unsymmetrisch sind. Bei dem hiesigen Exemplar aber liegt die Haut in horizontaler Lage und für diese spricht auch eine flugtechnische Erwägung. Ein Vertikalsteuer nämlich war überflüssig, da ein geringer Mehrausschlag eines der großen Flügel eine Wendung des Tieres nach rechts oder links mit Leichtigkeit bewirken mußte, ein horizontales Schwanzsegel aber konnte als Höhensteuer gute Dienste tun, zumal da es an einem langen Hebelarm wirkte und so bemerkenswert weit hinter dem Schwerpunkt des Tieres lag.

Die größten Schwierigkeiten bereiteten die Gürtel. Am vorderen stellte nämlich Williston (a. a. O.) bei *Nyctodactylus* die Coracoidea und damit auch die Scapulae, die fest in einem mäßig spitzen Winkel mit ihnen verbunden sind, quer, also ungefähr senkrecht zur Wirbelsäule, und Tornquist[3]) gibt bei seiner Kritik der üblichen *Diplodocus*-Rekonstruktion

---

[1]) Proc. U. St. Nation. Mus., Vol. XXX, Washington 1906.
[2]) Amer. Journ. Sci., Vol. XXIII, 1882, Taf. III.
[3]) Sitz.-Ber. Gesellsch. naturf. Freunde, Berlin 1909, S. 198, 199.

mit Recht an, daß bei Reptilien diese Stellung die normale sei. Nun erwähnte aber WILLISTON[1]), daß bei *Nyctodactylus* die Facetten des Sternum für die Coracoidea nach oben außen gerichtet sind, und bei unserem Tiere würden seitlich gerichtete Coracoidea zu weit über den Brustkorb hinausstehen, auch würde die lange Cristospina des Brustbeines zwecklos kopfwärts ragen.

Vor allem aber ist nicht nur die Form der Scapulae vogelähnlich, sondern bei einer ganzen Zahl von *Pterodactylus*- und *Rhamphorhynchus*-Skeletten, besonders schön bei dem von *Pterodactylus spectabilis* H. v. M.[2]), läßt sich mit Sicherheit feststellen, daß sie wie bei den Vögeln sehr spitzwinkelig zur Wirbelsäule gestellt waren, und daß die Coracoidea schräg nach vorn, oben und etwas außen sich richteten. Auch FÜRBRINGER[3]) gab diese Stellung als normal an, übernahm aber doch WILLISTONs Abbildung, indem er den Coracoiden große Beweglichkeit zuschrieb. Nun ist allerdings in starkem Gegensatze zu Flugvögeln das mediale Coracoidende nicht breit und fest dem Brustbeinvorderrande angefügt — es fehlt ja auch eine Furcula und eine hohe Crista sterni —, aber Exkursionen von der hier angenommenen in eine ganz quere Lage konnten die Coracoidea bei einem guten Flieger doch kaum ausführen. Der Schultergürtel hat bei ihm eben infolge gleicher Lebensweise ebenso eine vogelähnliche Stellung erhalten wie der Kopf, der ja auch von der Norm der Reptilien abweicht.

Die freie Vorderextremität ist entsprechend hiesigen Originalen in völliger und halber Ruhelage, aber nicht seitlich dem Körper angelegt, dargestellt, und so erscheint die Flughaut mehr oder weniger zusammengefaltet[4]). Jedenfalls war sie auch in gespanntem Zustande wenn auch breiter, so doch relativ schmal und reichte zwar bis zur Körperseite, wahrscheinlich aber nicht bis zu den Hinterfüßen oder gar bis zum Schwanz, denn auch, wenn sie vorzüglich erhalten ist, findet man an jenen Teilen keine Spur davon[5]). Dagegen

---

[1]) Field Columbian Mus., Publ. Nr. 78, Geol. Ser., Vol. II, Nr. 3, Chicago 1903, S. 139, Taf. 42, Fig. 1.

[2]) Paläontogr., Bd X, Taf. 1, 1861.

[3]) Jenaer Zeitschr., Bd **34**, 1900, S. 360.

[4]) Der linke Flugfinger ist ein wenig um seine Längsachse gedreht, um das Gelenk des Metacarpale und seines ersten Gliedes zu zeigen, wo ein olecranonähnlicher Fortsatz eine Hyperextension verhindert.

[5]) Laut Mitteilung des hiesigen Sammlungsinspektors LOOS besaß der verstorbene Naturalienhändler KOHL dahier vor etwa **10** Jahren ein prächtiges Exemplar von *Rhamphorhynchus*, bei dem eine Flughaut von

halte ich nicht für unmöglich, daß vorn am Arm vom sogenannten Spannknochen aus, den PLIENINGER (1907, S. 301 ff.) wohl richtig als Metacarpale des ersten Fingers deutete, eine Haut zur Halsbasis sich ausdehnte.

Die Krallenfinger dienten dem Tiere wahrscheinlich zum Aufhängen beim Schlaf, wobei es wohl den Kopf zwischen den Flügeln verbarg. Der starke Processus lateralis und medialis des Humerus wie die sehr große Brustbeinplatte, ihre lange Spina, die hinten in einen niederen Kiel ausläuft, boten starken Muskeln reichlich Ansatzstellen und sprechen wie die Flügelform und das Vorkommen der Tierreste für ein gutes Flugvermögen. Denn die Tiere, die wir fossil in marinen Schichten finden, lebten wohl als Fischfänger am Strande und flogen über die Meeresfläche hinaus.

Was den Beckengürtel anlangt, so suchte ich bei PLIENINGER vergeblich exakte Angaben über das Verhalten der Symphyse der Ischia und über die Bedeutung des darin unter dem Hüftgelenk meistens vorhandenen rundlichen Loches. Letzteres fand ich nicht nur bei mehreren Exemplaren hiesiger *Pterodactyli*, sondern auch bei dem von ZITTEL (Paläontogr. 1882, Tafel III, Fig. 2) abgebildeten *Rhamphorhynchus* und WILLISTON (a. a. O., 1903, Taf. 40) ja auch bei *Nyctodactylus*.

Das Ischium umschließt nun zwar bei den Krokodilen mit dem Ilium zusammen eine Durchbrechung des Acetabulum, aber ein derartiges Foramen in ihm selbst kommt meines Wissens nie vor; dagegen ist bei Reptilien oft im Pubis ein Foramen obturatorium vorhanden, oder die verbundenen Pubis und Ischium umschließen ein Foramen ischiopubicum, das nicht selten auch jenes vertritt. Das Vorkommen dieser Öffnung scheint mir unbedingt gegen PLIENINGERS Ansicht zu sprechen, daß wir es nur mit einem Ischium zu tun haben, und für diejenige SEELEYS[1]), daß Pubis und Ischium hier innig verschmolzen sind. Die Gesamtform beider gleicht ungefähr derjenigen der nicht verschmolzenen, aber direkt sich aneinanderlegenden Beckenknochen des *Champsosaurus*, eines Verwandten von *Sphenodon*[2]) und die spangenförmigen Knochen

der Beckenregion bis zur Schwanzmitte sich erstreckte. Da der Verbleib des Fossils nicht zu erfragen war, kann ich nicht entscheiden, ob nicht vielleicht bei ihm nur die verknöcherten Schwanzsehnen auseinandergequetscht waren und es vortäuschten, wie es bei dem hiesigen Originale von *Rh. longimanus* WAGNER der Fall ist.

[1]) Ann. Mag. natur. hist., Ser. 6, Vol. VII, S. 237 ff., London 1891.

[2]) BARNUM BROWN in Mem. Amer. Mus. natur. hist., Vol. IX, 1905, Taf. 4, Fig. 3, 4.

davor sind also als Praepubes zu bezeichnen[1]). Sie bilden sicher eine z. B. bei dem erwähnten Originale ZITTELs noch erhaltene Symphyse; das Becken selbst aber ist auffälligerweise, abgesehen von dem Originale des *Campylognathus Zitteli* (PLIENINGER, 1894, S. 214, Fig. 5) fast stets seitlich auseinandergequetscht erhalten, was nicht für eine engere mediane Verbindung spricht. WILLISTON wie einst SEELEY (a. a. O., 1891) nahmen eine Symphyse der Ischia trotzdem an; aber der erstere[2]) betonte seine Bedenken, weil der Beckendurchgang des *Nyctodactylus* dabei allzu eng für den Durchtritt von Eiern oder gar von lebendig geborenen Jungen wäre. Ich glaube deshalb, daß zwischen den beiden Ischiopubica wie öfters bei Reptilien ein medianer Knorpelstreifen vorhanden war; ich ließ ihn aber nicht zeichnen und seine Breite zu groß annehmen, um in der Figur die Foramina ischiopubica und die mit der Wirbelsäule so fest verbundenen und vorn und hinten verlängerten Ilia gut sehen zu lassen.

Ihre Ausbildung wie die der Hinterbeine, vor allem die schwache Krallenausbildung, spricht nicht dafür, daß die Flugsaurier ursprünglich Klettertiere waren, die ihre Flügel zuerst nur als Fallschirm gebrauchten, sondern, wie FÜRBRINGER (a. a. O., 1900, S. 664) ausführte, für ehemalige Läufer, die wie Vögel und viele *Dinosauria* halbaufgerichtet waren. Doch es würde zu weit führen, wenn ich mich über den wahrscheinlichen Erwerb des Flugvermögens verbreitete, über den DÖDERLEIN, v. BRANCA und v. NOPCSA erst vor wenig Jahren publizierten.

Was endlich die Hinterbeine anlangt, so ließ ich sie in der Reptilstellung und die Zehen gerade gestreckt zeichnen, wie sie auch meistens erhalten sind. Doch muß ich bemerken, daß die kurze fünfte Zehe fast stets gekrümmt überliefert ist, z. B. an ZITTELs öfters genanntem Originale, und daß sie im Gegensatz zu PLIENINGERs (a. a. O., 1907, S. 310) Angabe mehr als zwei Glieder hat[3]).

Zum Schlusse möchte ich noch hervorheben, daß meine Rekonstruktion nur einen Versuch darstellt, der Wirklichkeit

---

[1]) v. HUENE (Anat. Anz., Bd **33**, S. 402 ff., Jena **1908**) suchte durch Studium der Muskelansätze für die Krokodile wahrscheinlich zu machen, daß deren meistens als Pubes angesehene Knochen, die PLIENINGER mit jenen ähnlich gelagerten der Flugsaurier verglich, Praepubes, die Pubes dagegen rudimentär seien.

[2]) Amer. Journ. Anat., a. a. O., 1902, S. 300.

[3]) Die Länge des 4. und 5. Metatarsale ist in der Figur leider ein wenig zu groß angegeben, auch die der Glieder der 3. und 4. Zehe nicht ganz richtig.

nahezukommen, und daß ich sie wie die Gründe, die mich bei ihrer Anfertigung leiteten, dem Urteile der Fachgenossen deshalb unterbreite, weil ich es für nötig halte, daß man endlich über den Bau der so hochinteressanten Flugsaurier ins klare kommt.

6. Über den Fund von oberdevonischen Schwämmen in Polen.

Von Herrn D. SOBOLEW.

Warschau, den 22. Dezember 1909.

In meiner in russischer Sprache vor kurzem erschienenen Arbeit über das Mitteldevon des polnischen Mittelgebirges[1]) sind in dem auf S. 365 angeführten Verzeichnis der Fauna des unteren Oberdevons auch Kieselschwämme erwähnt worden. Diese Schwämme wurden von mir 8 km südlich von Kielce auf dem nördlichen Abhang eines kleinen Zuges, der 1 km südlich von dem Dorfe Kowala verläuft, gefunden und entstammen einem Kalkstein, welcher über dem mitteldevonischen Massenkalk liegt und von den Kalken und Schiefern des mittleren und oberen Oberdevons überlagert wird. Außer Schwämmen enthält der Kalkstein eine reiche, zum Teil schon von mir beschriebene[2]) Fauna, welche für das untere Oberdevon, den sogenannten Kadzielnia-Kalk (= Iberger Kalk des Harzes), bezeichnend ist, und zwar: Stromatoporen, *Alveolites suborbicularis* LAM., *Chaetetes* sp., *Syringopora* sp., dann zahlreiche Arten der Gattung **Phillipsastraea* (u. a. *Ph. ananas* GOLDF.), *Cyathophyllum tinocystis* FRECH, *Cyath. caespitosum* GOLDF., *Endophyllum priscum* (?) MÜNST., *End. halliaeforme* SOBOLEW, *Hallia prolifera* (?) A. R., †*Productella* sp., **Spirifer simplex* PHILL., *Spir. conoideus* A. R., †*Spir.* sp. (grobrippige Form), *Athyris concentrica* L. v. B., †*Atrypa reticularis* L., *A. desquamata* SOW., †*Rhynchonella acuminata* MART., *Rh. cuboides* SOW., *Pentamerus galeatus* DALM., **Buchiola* sp., *Conocardium* sp., *Pleurotomaria Kadzielniae* GÜRICH, **Tentaculites* sp., **Orthoceras* sp., **Goniatites* gen.

---

[1]) Materialien zur Geologie Rußlands, Bd. XXIV.

[2]) Ib. S. 220. Die Fauna dieser Fundstelle ist schon früher in der Literatur bekannt geworden, s. GÜRICH, N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XIII, S. 377.

Von den oben angeführten Arten kamen manche (mit einem Sternchen * bezeichnet) in einem Handstück mit Schwämmen vor, andere (mit einem Kreuzchen † bezeichnet) wurden auch mit Schwämmen zusammen bei Auflösung des Gesteins in Salzsäure beobachtet, gingen aber bei weiterer Einwirkung der Salzsäure verloren.

Die Schwämme selbst wurden von mir in dem durch Verwitterung gebildeten Steinschutt am Fuße der schwammführenden Kalkfelsen gesammelt, teils lose und frei vom Gestein, teils im Gestein eingeschlossen, welches dann einen Habitus von echtem Schwammkalk besitzt: Die Schwämme bilden darin große, öfters in zusammenhängende Kieselmassen gekittete und infolge der Verwitterung aus den Kalksteinblöcken kantig hervortretende Anhäufungen. Aus solchen Stücken sind die Schwämme sehr leicht durch Auflösung des Gesteins in Salzsäure zu gewinnen, indem sie sich manchmal dabei als außerordentlich schön erhalten erweisen.

Die Präparierung der Schwämme setze ich noch immer fort, aber schon jetzt besitze ich in meiner Sammlung zahlreiche Exemplare, die sich durch ziemlich große Mannigfaltigkeit der Formen auszeichnen. Es sind darunter mehrere Gattungen, vielleicht sogar mehrere Familien vertreten. Die paläontologische Bearbeitung des Materials erfordert natürlich viel Zeit. Ich hoffe aber später eine ausführliche Beschreibung dieser interessanten Spongienfauna geben zu können. Vorläufig kann ich nur sagen, daß alle Formen, bei denen ich überhaupt Spikule und Skelette beobachten konnte, der Ordnung der *Hexactinellida* und, da die Skelettelemente stets zu einem festen, regelmäßig gebauten Gerüste verschmolzen sind, der Unterordnung der *Dictyonina* angehören.

Hier sei mir vergönnt, Herrn H. Rauff in Berlin meinen Dank auszusprechen für seine wichtigen Hinweisungen auf die systematische Stellung derjenigen Schwämme, deren photographische Abbildungen ich ihm während meiner Sommerreise vorzulegen Gelegenheit hatte.

Er meinte, daß ich wohl die devonischen Vorläufer der jurassischen Craticularien, Tremadictyen, Sporadopylen usw. gefunden hätte, machte mich aber auch darauf aufmerksam, daß bereits J. M. Clarke aus dem Oberdevon von New York einige dictyonine Spongien beschrieben hat. Die alte Anschauung, daß echte Dictyoninen im Palaeozoicum noch nicht existiert haben, ist also hinfällig geworden.

7. Über den Roßberg bei Darmstadt.

Von Herrn G. KLEMM.

Darmstadt, den 6. Oktober 1909.

Unter gleichem Titel hat Herr E. BECKER in Heidelberg in dieser Zeitschrift[1]) mehrere Einwände gegen Beobachtungen über den Roßberg erhoben, die ich in einem Aufsatze „über einige Basalte und basaltähnliche Gesteine des nördlichsten Odenwaldes“[2]) mitgeteilt hatte. Die hauptsächlichsten Gegensätze unserer beiden Anschauungen bestehen darin, daß BECKER den Roßberg als eine ursprüngliche Kuppe betrachtet, ich dagegen als das durch Erosion etwas aus seinem Nebengestein herauspräparierte Ende eines Basaltschlotes, ferner daß er mindestens drei verschiedene, zum Teil durch spätere tektonische Vorgänge nebeneinandergerückte Basaltarten annimmt, während ich die verschiedenartige Ausbildungsweise des Basaltes an verschiedenen Stellen des Roßberges nur als schlierige Differentiation eines einheitlichen basaltischen Magmas betrachte.

Was zunächst die äußere Form des Roßberges anbelangt, so kann ich dieselbe nicht als die ursprüngliche anerkennen, weil ich annehmen muß, daß seit der Eruption des Basaltes vom Roßberg eine so starke Erosion des ganzen Odenwaldes erfolgt ist, daß jede Spur der ursprünglichen, bei jener Eruption gebildeten Oberflächenformen zerstört worden ist. Wir kennen im Odenwalde eine ganze Reihe wahrscheinlich etwa gleichalteriger Basaltvorkommen, aber kein einziges läßt sich als ein Rest eines Stromes oder einer Decke oder Kuppe deuten, alle vielmehr nur als Schlot- oder Gangbasalte. Durch SALOMON[3]) und FREUDENBERG[4]) ist am Basalte des Katzenbuckels nachgewiesen worden, daß dort seit seiner wohl im Miocän erfolgten Eruption ein Schichtenkomplex von mindestens 540 m Mächtigkeit abgetragen wurde. Ebenso ist es wohl allgemein anerkannt, daß auch das Vulkangebiet des Vogelsberges, das vielleicht noch etwas jünger ist als das des Odenwaldes, eine sehr starke Erosion erfahren hat, so daß

---

[1]) Bd. **61**, Jahrgang 1909, 1. Monatsbericht, S. *28—36*.

[2]) Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt. IV. Folge, 28. Heft, S. 43—47.

[3]) Zentralblatt für Min., 1902, S. 651—656.

[4]) Mitteilungen der Großherzogl. Bad. Geologischen Landesanstalt, Bd. V, S. 204.

man wohl annehmen darf, daß auch der nördliche Odenwald nicht unberührt von einer solchen geblieben sein kann.

Von den im Basalt des Südbruches eingeschlossenen Tuffschollen sagt BECKER[1]: „Vielmehr sind die neuerdings aufgeschlossenen Tuffmassen am West- bzw. Südwestrande unter- und überlagert von festem Basalt und deuten somit meines Erachtens an, daß wir es hier mit einer stratovulkanischen Erscheinung zu tun haben, die mindestens zwei Effusionen erlebt haben dürfte.“ Aber jene Tuffmassen schwimmen derartig als unregelmäßig gelagerte und verhältnismäßig unbedeutende Schollen im Basalt, daß man sie meiner Ansicht nach unmöglich als noch in situ befindliche Reste eines Stratovulkans deuten kann, wie er sich vielleicht einstmals hoch über dem Niveau des heutigen Roßberges aufgebaut haben mag. Der Basalt aber, der den Tuff umschließt, ist viel zu einheitlich und zu kompakt, als daß man in ihm zwei verschiedene Ströme sehen könnte, die doch im Kontakt mit dem Tuff stark porös und blasig ausgebildet sein müßten. Es ist gar kein Grund einzusehen, weshalb man die Tuffe im Basalte des Roßberges anders deuten sollte als wie diejenigen in den Basalten des Katzenbuckels oder des Otzberges, nämlich als Schollen, die in den Eruptionskanal hineinstürzten und vom Basalt umhüllt wurden. Bis jetzt haben sich im Basalte des Roßberges und seinen Tuffen, abgesehen von einigen Einschlüssen von Kalkstein, deren geologische Stellung nicht sicher zu ermitteln ist, nur solche von Sandstein gefunden, die teils dem Rotliegenden, teils dem Buntsandstein angehören, aber keine genauere Bestimmung ihres ursprünglichen Horizontes gestatten. Vielleicht gelingt es aber noch einmal, Einschlüsse zu finden, mit deren Hilfe sich ermitteln läßt, in welchen Schichten ursprünglich der Eruptionsschlot des Roßberges ausmündete, wie dies am Katzenbuckel so gut festzustellen ist.

Den Basalt des Roßberges sehe ich als einheitliche Masse an, weil mir die Untersuchung des Materiales von etwa zwanzig über die verschiedenen Aufschlüsse verteilten Stellen alle möglichen Übergänge von hauynfreien oder doch sehr hauynarmen in hauynreiche Gesteine zeigte, und weil sich auch der Biotitgehalt als sehr schwankend erwies. Es erscheint mir deshalb BECKERs Annahme, daß die hauynfreien Stellen im SW und NO des Roßberges einem Gange hauynfreien Gesteines angehören, als durchaus willkürlich.

---

[1]) a. a. O., S. *34*.

Über die Quetschzonen des Basaltes und seine Absonderungsformen bringen BECKERs Ausführungen nichts Neues. Mit Bezug auf die Absonderungsformen kann ich nur nochmals erklären, daß die Erscheinungen, die sich zurzeit an der Westwand des Nordbruches beobachten lassen, durchaus nicht als Beweis dafür dienen können, daß dieser Basalt an einer schon vorhandenen, etwa NNW gerichteten Wand älteren Basaltes erstarrt wäre. Was der Grund für die daselbst wahrzunehmende eigentümliche Säulenstellung ist, die etwa senkrecht zu einer vertikalen Achse verläuft und sich nicht dem Bilde der meilerartigen Absonderung einfügt, welche die Hauptmasse des Basaltes im Nordbruche beherrscht, läßt sich zurzeit nicht ermitteln. Es dürfte aber meines Erachtens überhaupt in sehr vielen Fällen unmöglich sein, die Gründe für die eigentümlichen Absonderungsformen vulkanischer Gesteine anzugeben, die so häufig durchaus nicht mit dem in den Lehrbüchern der Geologie gegebenen Schema übereinstimmen. Ich möchte z. B. an die merkwürdigen gedrehten Basaltsäulen des „Warkotsch“-Ganges bei Aussig erinnern, die ich im vergangenen Jahre bei den Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft unter E. HIBSCHs vortrefflicher Führung kennen lernte, oder an die auffallenden schraubenflächenartigen Absonderungsplatten des Trachytes von der Sporneiche bei Messel, die ich kürzlich[1]) abgebildet habe.

So muß ich denn unbedingt auf meiner Ansicht beharren, daß der Roßberg nur ein Basaltschlot ist, der seiner größeren Widerstandsfähigkeit wegen etwas die weicheren Schichten des unteren Buntsandsteins und des Rotliegenden überragt, in denen er aufsetzt, und daß die Basaltmasse trotz einer ja auch von anderen Basaltvorkommen bekannten Neigung zu schlieriger Ausbildung doch einen einheitlichen Charakter besitzt.

---

[1]) Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt, IV. Folge, 26. Heft, Tafel I.

Neueingänge der Bibliothek.

ANDRÉE, K.: Neue Funde von *Arthropleura armata* JORDAN. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1909, Nr. 24. Stuttgart 1909.

BERG, G.: Die Bildung des Schlesiertales bei Charlottenbrunn. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, XXX, T. I, H. 3. Berlin 1909.

DUPARC, LOUIS: Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord, le Bassin de la Haute Wichera. Troisième Partie, Genève 1909.

GERTH, H.: Echte und falsche Hydrozoen aus Niederländisch-Indien. S.-A. aus: Sitz.-Ber. der Niederrhein. Gesellsch. f. Natur- u. Heilkunde zu Bonn 1909.

— *Timorella permica* n. g. n. sp., eine neue Lithistide aus dem Perm von Timor. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1909, Nr. 22.

HÄBERLE, D.: Verzeichnis der Veröffentlichungen des Naturhistorisch-medizinischen Vereins zu Heidelberg von 1856—1909. S.-A. aus: Verhandl. d. naturh.-mediz. Ver. zu Heidelberg, N.F. IX, 4. H. Heidelberg 1909.

HARBORT, E.: Profil der Kreideschichten am Mungo. S.-A. aus: Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., H. 62. Berlin 1909.

JENTZSCH, ALFR.: Große Züge im geologischen Bau der Provinz Posen. S-A. aus: Zeitschr. d. Naturwissensch. Abt. d. Deutschen Gesellschaft f. Kunst u. Wissenschaft in Posen, XV. Jahrg., H. 3. u. 4, Posen 1908.

KRANZ, W.: Bemerkungen zur 7. Auflage der geologischen Übersichtskarte von Württemberg, Baden, Elsaß usw. nebst Erläuterungen von C. REGELMANN S.-A. aus: Centralbl. Min. 1908, Nr. 18—21. Stuttgart 1908.

— Hebung oder Senkung des Meeresspiegels? S.-A. aus: N. Jahrb. Min. XXVIII. Stuttgart 1909.

— Geologischer Führer für Nagold und weitere Umgebung bis Calw, Herrenberger Stadtwald, Horb und Altensteig. Nagold 1903.

— Die KÖHLERschen Hypothesen über Entstehung der Kontinente, Vulkane und Gebirge. S.-A. aus: Nr. 21 u. 22 der „Münchener Neuesten Nachrichten". München 1909.

— Erdbeben im Vogtland. S.-A. aus: Nr. 21 u. 22 der „Münchener Neuesten Nachrichten". München 1909.

PORTIS, ALESSANDRO: Sei Frammenti di Critica Geologica Pratica o Teoretica editi ed inediti occasionati dal Terremoto Calabro-Siculo. Rom 1909.

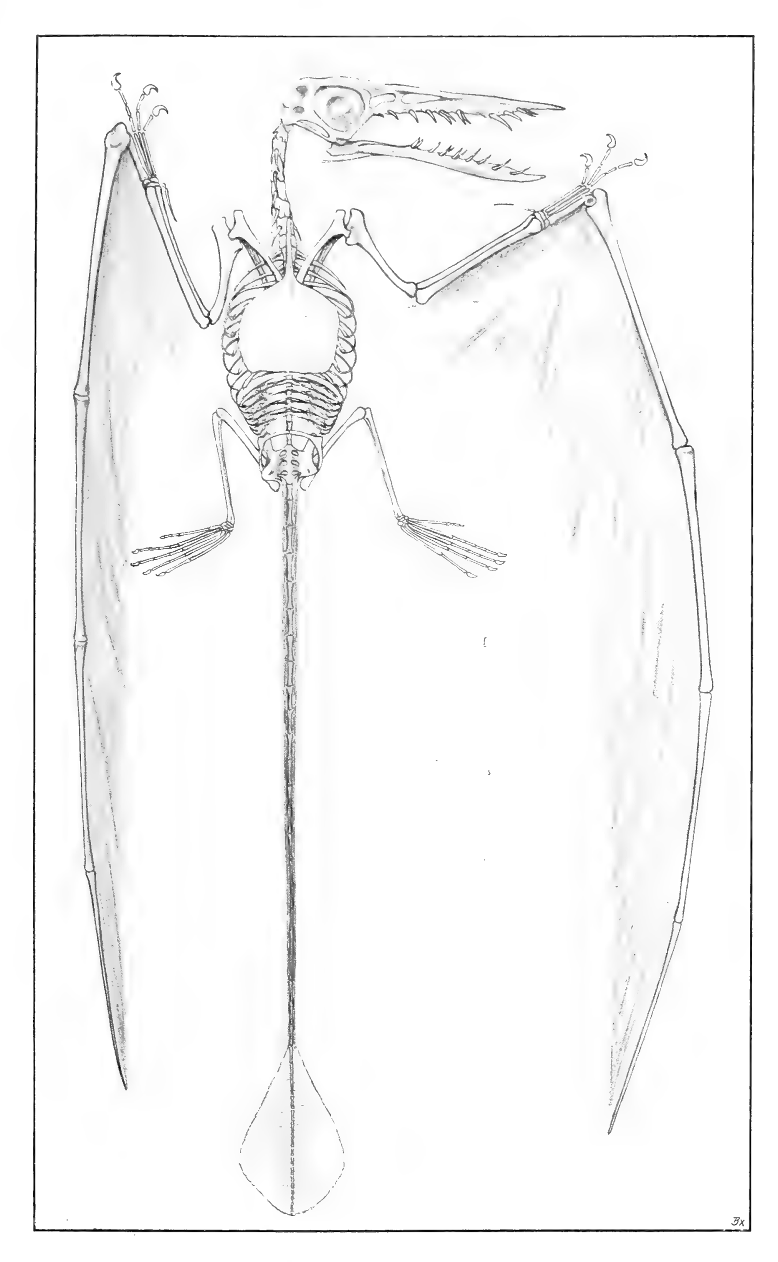
ROZEN, Z.: Die alten Laven im Gebiete von Krakau. Ein petrographisch-chemisches Studium. Extrait du Bulletin de L'Académie des Sciences de Cracovie. Cracovie 1909.

SIMIONESCU, J., u. V. THEODORESCU: Note Préliminaire sur une Faune pontique de Moldavie. Extrait de la Revue: Annales Scientifiques de L'Université de Jassy. Jassy 1909.

STROMER, ERNST: Die Urwaler (*Achaeoceti*). S.-A. aus: Anatomischer Anzeiger XXXIII, 1908. Jena 1908.

— Über die Bedeutung der fossilen Wirbeltiere Afrikas für die Tiergeographie. S.-A. aus: Verhandl. d. Deutsch. Zool. Gesellsch. München 1906.

WOLFF, W: Der Untergrund von Bremen. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **61**, Monatsber. 8—10. Berlin 1909.



Rekonstruktion von *Rhamphorhynchus Gemmingi* H. v. M.



Monatsberichte

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Nr. 2. **1910.**

Protokoll der Sitzung vom 2. Februar 1910.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer das Wort zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung. Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr A. UHLEMANN, Plauen i. V., Sedanstr. 14 II, vorgeschlagen von den Herren ZIRKEL, WEISE, CREDNER.

Der *Bergschulverein zu Siegen*, vorgeschlagen von den Herren LACHMANN, BORNHARDT, DENCKMANN.

Herr Bergrat SCHREIBER in Zehlendorf, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, GRÄSSNER, RAUFF.

Herr cand. geol. GEORG KROLLPFEIFER, Berlin N 4, Invalidenstr. 43, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, RECK, STREMME.

Herr Dr. SCHOLZ, Berlin NW 52, Werftstr. 3 II, vorgeschlagen von den Herren HAACK, HAARMANN, CRAMER.

Der Vorsitzende legt die eingegangenen Druckschriften vor und erteilt Herrn HAARMANN das Wort zu seinem Vortrage.

Herr **E. HAARMANN** sprach über **doppelte Lobenlinien bei Ceratiten.** (Hierzu 1 Texttafel.)

Obwohl doppelte Loben bei Ceratiten schon beschrieben worden sind, so ist diese Erscheinung doch vielen wohl deswegen unbekannt, weil sie nie gut abgebildet worden ist[1]).

---

[1]) Die Abbildung bei QUENSTEDT: Handbuch der Petrefakten kunde, 2. Aufl., 1867, gibt den Verlauf der Lobenlinien ungenau wieder,

Es dürfte daher von Interesse sein, Abbildungen und erläuternde Bemerkungen zu geben, besonders da noch ergänzende Beobachtungen gemacht werden konnten.

Viele Ceratiten des deutschen Muschelkalks zeigen, wie aus den Abbildungen[1]) zu ersehen ist, außer einer auf dem Steinkern vertieft erscheinenden Sutur, die der Anwachslinie der Kammerwand an der Schale, d. h. der „Normalsutur" entspricht, eine oft als feiner Grat aus dem Steinkern hervortretende, kalkig-krystalline Lobenlinie, welche die erstere kreuzt. Sie verläuft gerader als die Normalsutur, jedoch in ihren flacheren Windungen dieser entsprechend; an den Loben zeigt sie keine Zähnelung, wie sie bei der stärker gewundenen Lobenlinie oft deutlich zu beobachten ist. Offenbar ist die kalkige Suturlinie ein der Medianebene des Ceratiten näher als die ursprüngliche Oberfläche liegender Schnitt durch die nach innen flacher werdende Kammerwand, während die Normalsutur gewissermaßen als Projektion der Oberflächenlinie quer durch den Steinkern, d. h. senkrecht zur Richtung des Sipho, erscheint. Der Ceratit kann also seine ursprüngliche, durch die Schale bestimmte Dicke nicht mehr haben, und es fragt sich, wie trotzdem das Bild der Normalsutur erhalten bleiben konnte. O. C. MARSH[2]) fand als Ursache gleichmäßige Abwitterung, eine Erklärung, der wir durchaus beitreten müssen.

Es ist von der Tatsache auszugehen, daß bei unverwitterten Ceratitensteinkernen die Lobenlinie vertieft er-

---

auch ist deren verschiedenartiges Aussehen nicht zu entnehmen. In der 3. Aufl. des Werkes ist die Figur durch Umzeichnen noch weniger gut geworden. — Die Abbildung bei LANGENHAN: Verst. d. deutsch. Trias, ist durchaus mangelhaft.

[1]) Erklärung zur Texttafel:

Fig. 1: *Ceratites nodosus* (BRUG.) v. SCHL. sp. Tonplatten. Quellenburg bei Osnabrück. Sammlung des Verfassers. $^5/_6$ der natürlichen Größe.

Fig. 2: *C. semipartitus* MONTF. Tonpl. Achenhausen. Sammlung der Kgl. Bergakademie zu Berlin. Etwas verkleinert.

Fig. 3: *C. laevigatus* PHIL. Tonpl. Steinbruch am Südende des Ziezbergs bei Kniestedt (Bl. Salzgitter). Geologisches Landesmuseum in Berlin. Etwas vergrößert.

[2]) O. C. MARSH: Über zweierlei Lobenlinien bei Ceratiten. Diese Zeitschr. XVII, 1865, Monatsber., S. *267—269*.

scheint[1]). Das homogene Material des Steinkerns wurde dann so gleichmäßig verwittert, daß aus den Vertiefungen ebenso viel abgetragen wurde wie von der übrigen Oberfläche, und so blieben auch ihre feinsten Formen erhalten. Sogar stark abgewitterte Exemplare zeigen das Bild der eigentlichen Lobenlinie in ausgezeichneter Schärfe. Naturgemäß behält der Ammonit dabei auch seine gesamte Skulptur; man möchte beim ersten Ansehen manches Steinkerns meinen, ein durchaus unverwittertes Exemplar vor sich zu haben, bis man sich überzeugt, daß die jetzige, skulpturierte Oberfläche z. T. mit der Medianebene zusammenfällt, der Ceratit daher schon zum großen Teil abgewittert ist.

Da die Scheidewände nach innen flacher, also ihre Querschnitte immer geradliniger werden, müssen sich die Linien in den Sätteln und Loben mit fortschreitender Verwitterung mehr und mehr voneinander entfernen, so daß auch aus ihrem Abstande das Maß der Abwitterung leicht zu ersehen ist. Der in Fig. 1 abgebildete Steinkern ist nach der Wohnkammer zu stark abgewaschen und zeigt deswegen hier gerade Kammerwanddurchschnitte; diese werden von den sehr gewundenen, schon etwas undeutlichen Lobenlinien durchquert, an denen keine Zähnelung mehr erhalten ist, während man sie weiter nach hinten an der scharfen Sutur deutlich sieht. Je weiter zurück, um so mehr rücken, entsprechend geringerer Abwitterung, die Lobenlinien zusammen.

Wir halten also das Bild der Normalsutur lediglich für eine durch Verwitterung entstandene Vertiefung im Steinkern, die als solche natürlich mit der Struktur des Gesteins nichts zu tun hat. Um so mehr muß eine Erscheinung überraschen, auf die mich Herr Rauff freundlichst aufmerksam machte, und die in Fig. 2 abgebildet wurde. Aus dem Steinkern ist an zwei Stellen im Lobus der Normalsutur ein Stück scheinbar herausgebrochen. Die jetzt vorhandenen Vertiefungen sind nach unten von einer glatten, einer Kammerwand ganz entsprechenden Fläche begrenzt, während gegenüber dem Scheitel des Lobus eine Art Bruchfläche in den Vertiefungen zu sehen ist. Diese Erscheinung ist bei unverwitterten Ceratiten nicht auffällig, da beim Ausbrechen eines Stückes dessen Begrenzung durch die Scheidewand vorgezeichnet war. Bei

[1]) Da die Scheidewände bei verwitterten Steinkernen als Erhöhungen hervortreten, so wird man schließen dürfen, daß die Schale und die Anwachslinien der Kammerwände aus leichter löslichem Material bestanden als die Scheidewände selbst.

vorliegendem Ceratiten zeigen jedoch die Kammerwanddurchschnitte, welche die ausgezeichnet erhaltene Normalsutur ziemlich geradlinig durchschneiden, daß der Steinkern stark abgewittert ist.

Diese Erscheinung könnte veranlassen, eine Erklärung durch Druck zu suchen, etwa in der Art wie sie auch MARSH (a. a. O., S. 268) erwogen hat, nach der die nur z. T. mit Schlamm angefüllte Schale eingedrückt und dabei die Normalsutur dem Steinkern eingeprägt worden wäre. Es würden dann aber kaum die beiden Lobenlinien in der zu beobachtenden Schärfe und Gleichmäßigkeit erhalten geblieben sein, und auch die Sprünge der eingedrückten Schale hätten sich auf dem Steinkern abzeichnen müssen. Dazu kommt, daß die meist vorhandene zertrümmerte Seite des Ceratiten bei Bildung der Schicht wohl seine Oberseite war[1]; die Unterseite wurde zuerst mit Schlamm ausgefüllt, so daß die Schale auf dieser nicht in oben erwähnter Weise eingedrückt werden konnte. Gerade die nicht zertrümmerte, also Unterseite zeigt aber doppelte Loben in besonders schöner Weise. — Wir müssen uns daher auch die Vertiefungen in den Loben dadurch erklären, daß sie durch gleichmäßige Abwitterung immer mit tiefer gelegt wurden.

Eine andere Beobachtung kräftigt weiter die Erklärung von MARSH. Manchmal verlaufen zwischen beiden Lobenlinien diesen entsprechend feine Streifen, wie es in Fig. 3 dargestellt worden ist. Sie sind nur so zu erklären, daß, wie zu beobachten ist, entlang dem feinen Grat der Kammerwand häufig eine kleine Furche ausgewaschen wird, die auch bei weiterer Abtragung erhalten bleibt[2].

MARSH erwähnt, daß er doppelte Loben auch bei Ammoniten anderer Formationen gesehen habe, gibt aber nichts Näheres an. Zu vermuten ist die Erscheinung bei Ammoniten mit sehr gleichmäßigem Steinkernmaterial, also etwa bei solchen der Kreide.

Wenn in der Regel Verwitterung ausgleichend wirkt, so sehen wir hier eine interessante Ausnahme. Es scheint, daß von Verwitterungsfaktoren in erster Linie Regen imstande ist, so gleichmäßige Abwaschung zu bewirken.

---

[1] Vgl. E. PHILIPPI: Die Ceratiten des Oberen deutschen Muschelkalkes. Paläont. Abh., Bd. VIII, H. 4, S. 23.

[2] Aus den feinen Riefen wird man auf Wechsel der Verwitterungsintensität schließen dürfen.

Herr F. SCHUCHT sprach über **die Frage der neuzeitlichen Senkung der deutschen Nordseeküste.**

Die deutsche Nordseeküste hat sich in postglazialer Zeit um mindestens 20 m gesenkt. Den Beweis dafür liefern die unter Schlick begrabenen Moore und Wälder, die wir in den Marschen und Watten von Schleswig-Holstein bis zu den Niederlanden bis etwas über 20 m unter N.N. vorfinden. Die Bildung dieser Moore und Wälder dauerte bis zum Beginn der Litorinasenkung, in deren Verlauf dann die genannten Bildungen in ihr jetziges Niveau gelangten.

Die Litorinasenkung hat jedoch in der jüngsten Alluvialzeit einen Stillstand erfahren. Die Beobachtungen und Untersuchungen, die für diesen neuzeitlichen Stillstand in der Küstensenkung sprechen, sind folgende:

Die Pegelbeobachtungen, soweit sie einwandfrei sind, sowie die in den letzten Jahrzehnten ausgeführten Feinnivellements lassen für die allerdings kurze Beobachtungsfrist auch nicht die Spur einer Verschiebung zwischen Küste und Mittelwasser der Nordsee erkennen. Auch die Höhenlage zahlreicher über 500 Jahre alter baulicher Anlagen, wie Leuchttürme, Siele usw., gibt keinen Anlaß zur Annahme einer Senkung. Ferner zeigen die in den letzten 500 Jahren eingedeichten Marschländereien unter sich keine wesentlichen Höhenunterschiede, was doch der Fall sein müßte, wenn in dieser Zeit eine Senkung stattgefunden hätte. Dort, wo in den alten Marschen auffallende Höhenunterschiede vorkommen, sind sie zum Teil von Natur vorhanden (Hoch- und Sietland usw.), zum Teil dadurch entstanden, daß sich die Böden im Laufe der Jahrhunderte verdichteten. Durch Entwässerung, Verwitterung, Raubbau usw. wurden den Schlickböden viele Stoffe entzogen, die zu einer Volumverminderung führten; tonige Böden sacken sich mehr als sandige usw. Besonders senkt sich ein Marschland dort, wo Moorbildungen in seinem Liegenden auftreten, infolge Zersetzung der Moorsubstanz und der Druckwirkung. Durch solche lokalen Senkungen, die oft 1—2 m betragen können, gelangen die Marschböden vielfach unter N.N.

Gegen eine neuzeitliche Senkung sprechen vor allem die Verwitterungserscheinungen, namentlich die Entkalkung der alten und jungen Marschböden. Die Entkalkungstiefe der alten und jungen Marschen zeigt sehr auffallende Unterschiede. Der frisch angeschwemmte Schlickboden ist kalkhaltig; der Kalkgehalt, der mit dem Gehalt an abschlämmbaren Teilen wächst, enthält meist 3—11 Proz. $CaCO_3$. Böden, die etwa 500 Jahre

lang eingedeicht sind, sind im allgemeinen 1—4 dm, die alte Marsch jedoch bereits 1—2 m tief entkalkt. Dieser Vergleich weist auf ein Alter der Marschen hin, das noch in die vorchristliche Zeit zurückreicht. Eine fortdauernde Küstensenkung müßte neue Überschlickungen mit sich gebracht haben, die sich mit Sicherheit feststellen lassen müßten.

Für die Altersbestimmung der Marschen kommt noch in Betracht das Alter der Moore, die auf den alten Marschen lagern, z. B. des Kehdinger Moors. Dieses Moor ist aufgebaut aus Flachmoor, älterem und jüngerem Hochmoortorf. Die Oberfläche des Flachmoors liegt in demselben Niveau wie das Tiefland der angrenzenden alten Marsch. Das über 5 m mächtige Hochmoor zeigt keine Einschlickungen oder eine von der normalen abweichende pflanzliche Zusammensetzung. Seit Beginn der Hochmoorbildung ist demnach eine Aufschlickung der alten Marsch nicht erfolgt. Setzt man den Beginn der Bildung des jüngeren Moostorfs in die Zeit der Bohlwege — spätrömische Zeit — und gibt dem stark zersetzten älteren Moostorf ein doppelt so hohes Alter, so kann man das Alter der Hochmoore auf etwa 3--4000 Jahre schätzen. Seit dieser Zeit kann auch keine wesentliche Senkung erfolgt sein.

Endlich kann man auch aus der Höhenlage der Sohle der Wurten (Warfen) — der Wohnhügel der Ureinwohner — sowie aus verschiedenen Urnenfunden den Beweis gegen eine neuzeitliche Senkung der Küste ableiten. —

Der Zuidersee, Dollart, Jadebusen usw. sind Einbrüche des Meeres in Gebiete der alten Marsch, deren Oberfläche infolge lokaler Senkung ein tieferes Niveau erhalten hatte; die Periode der neuzeitlichen Küstenzerstörung hat ihren Grund in den veränderten Flutverhältnissen der Nordsee, die sich aus der allmählichen Umgestaltung ihres Beckens und ihrer Verbindung mit dem Ozean ergeben haben.

Ein eingehenderer Aufsatz über die Küstensenkung wird demnächst im Jahresbericht des Heimatbundes der Männer vom Morgenstern (Geestemünde) erscheinen.

Zur Diskussion spricht Herr Wolff.

Herr **O. STUTZER** sprach über **Pechsteine von Meißen.**

Der erste Teil des Vortrages[1]) behandelte die genetischen Beziehungen zwischen Dobritzer Quarzporphyr und

[1]) Der erste Teil des Vortrages erscheint als briefliche Mitteilung im Monatsbericht 3.

Pechstein. Vortragender schloß sich der von SAUER aufgestellten Ansicht einer sekundären Entstehung des Dobritzer Quarzporphyres aus Pechstein nicht an. Er erblickt vielmehr in den Typen beider Gesteine relativ gleichzeitige Erstarrungsmodifikationen desselben Magmas, die im Laufe der Zeit beide in ihrer Art teilweise umgewandelt und zersetzt wurden. Auf diesen ersten Teil des Vortrags soll an anderer Stelle näher eingegangen werden.

Der zweite Teil des Vortrags besprach die Beziehungen zwischen Obsidian und Pechstein.

Der Hauptunterschied zwischen Obsidian und Pechstein besteht in einem verschieden hohen Wassergehalt beider Gesteine. Obsidian ist in der Regel fast wasserfrei, Pechstein ist wasserreich.

Daß die Grenze zwischen beiden Gesteinen keine scharfe ist, ersieht man aus folgender Tabelle:

Tabelle I.

Wassergehalt bei natürlichen Gläsern.

Gestein	Fundort	Wassergehalt bzw. Glühverlust	Analytiker	Literatur
Obsidian	Lipari, Mt. Campo bianco	0,23	LAGORIO	TSCH. M. M. 8, 1887.
Obsidian	Basiluzzo, Liparen	0,48	GLASER	Abh. bayr. Akad. II, Bd. XX, 1899.
Obsidian	Obsidian Cliff, Yellowstone Park	0,62	WHITFIELD	VII. An. Rep. U. S. S., CLARKE, 168, 104.
Obsidian	Raudfossafjöll, Island	0,82	BÄCKSTRÖM	Geol. För. Förh. XIII, 1891.
Obsidian	Teneriffa	0,91	LAGORIO	TSCH. M. M. 8, 1887.
Obsidian	Cerro del Quinche, Ecuador	1,10	LAGORIO	TSCH. M. M. 8, 1887.
Obsidian	Procida	1,37	LAGORIO	TSCH. M. M. 8, 1887, S. 475.
Bimsstein	Mono Lalle, Cal.	2,06	MELVILLE	U. S. S. Bull. 150, CLARKE, 168, 219.
Obsidian	Mono Craters, Cal.	2,20	CHARTARD	8. I. An. Rep. U. S. S. 1889.

Gestein	Fundort	Wasser-gehalt bzw. Glühverlust	Analytiker	Literatur
Rhyolitperlit	Midway Geyser Basin, Yellowstone	2,76	Stokes	U. S. S. Bull. 150, Clarke, 168, 108.
Perlitischer Pechstein	Treed River, New South Wales	2,84	—	Smeeth Jour. a. Proc. Roy-Soc. New South Wales 28, 1894.
Basis eines Dolerites	Plateau de la Croix-Morand, Mont-Dore	3,12	Lagorio	Tsch. M. M. 8, 1887.
Glas des Sphärolith-felsen	Hlinik, Ungarn	3,58	Lemberg	Diese Zeitschr. **35**, 1883, 569.
Liparit-pechstein	Hlinik	3,85	Lagorio	Tsch. M. M. 8, 1887.
Liparitperlit	Hlinik	3,95	Lagorio	Tsch. M. M. 8, 1887.
Liparit-pechstein	Rosita Hills, Col.	4,05	Eakins	Cross Bull. Phil. Soc. Wash. XI. 1891, Clarke, 168, 150.
Perlit	Marekanka, Kamtschatka	4,35	Wenjukoff	Trav. Soc. d. Nat. St. Petersburg 21, 1890.
Pechstein	Checker board Creek Mont	4,59	Pirsson	U. S. S. Bull. 139, Clarke, 168, 129.
Pechstein	Cir Mhor, Insel Arran	4,86	Shofield	Quat. Journ. 1893.

(Für höhere Werte siehe Tabelle der Pechsteine von Meißen.)

Durch Angabe weiterer Analysen könnte der ganz allmähliche Übergang zwischen wasserfreien, wasserarmen und wasserreichen natürlichen Gläsern noch dichter als in der obigen Tabelle belegt werden.

Der Wassergehalt der wasserreichen natürlichen Gläser, der Pechsteine, wird heute von den allermeisten Petrographen für primär gehalten.

Dieser Ansicht sei im folgenden eine andere gegenüber gestellt, nach welcher der allergrößte Teil des Wassergehaltes der Pechsteine sekundär ist, nach welcher die

Pechsteine nichts anderes sind, als alte Obsidiane, die im Laufe der Zeit Wasser aufgenommen haben. Für die Begründung dieser Meinung seien folgende Beobachtungen angeführt.

1. Bei Annahme einer späteren Wasseraufnahme lassen sich speziell bei den Pechsteinen von Meißen viele Erscheinungen leichter erklären als bei Annahme eines primären Wassergehaltes.

Es müssen hier zunächst alle diejenigen Gründe wiederholt werden, welche SAUER anführte zum Beweise der sekundären Natur der „hochhydratisierten felsitähnlichen" Substanz im Meißner Pechstein. (Ausgang dieser Gebilde: Perlitische Sprünge, Risse, Spalten und andere Diskontinuitäten; nachgewiesener höherer Wassergehalt dieser „felsitähnlichen" Substanz als im benachbarten Pechsteinglase usw.) Hierdurch ist eine geringe sekundäre Wasseraufnahme (bis etwa 2 Proz.) im Pechstein bewiesen.

Ferner ist schon seit längerem bekannt, daß die Quarze und Feldspate der Pechsteine von Meißen fast immer gänzlich frei von liquiden Einschlüssen sind. Diese Einschlüsse fehlen auch durchaus der glasigen Pechsteinmasse.

Weiter mögen hier auch die sog. „wilden Eier" der großen Pechsteinbrüche des Triebischtales angeführt sein. Diese „wilden Eier" sind Felsitporphyrmassen, welche ganz unregelmäßig und unabhängig von irgendwelchen Spalten und Klüften im frischen Pechstein eingebettet sind. Diese nußgroßen bis 3 m Durchmesser erreichenden rundlichen oder ovalen Gebilde sind (wie im ersten Teil des Vortrages auseinandergesetzt) primäre Krystallisationen und keine sekundären Gebilde und auch keine vom Pechsteinmagma mitgerissene Porphyrmassen. Sie sind so hart, daß sie kaum gebrochen werden können. Randlich sind sie von allen Seiten in charakteristischer Weise zersetzt, gleichsam als ob sie in einer festen wasserhaltigen Masse geschwebt hätten. Der graue Felsitporphyr des Kernes dieser Eier wird durch diese Zersetzung am Rande zunächst von einer schmalen rotgefärbten Zersetzungszone und dann von einer weiteren grünlichen Zersetzungszone umgeben. Diese bekannten, ringsum ausgebildeten Zersetzungszonen der „wilden Eier" sind sekundär und unabhängig von irgendwelchen Spalten und Klüften. Sie sind scheinbar entstanden durch Einwirkung des Wassergehaltes der umgebenden Pechsteinsubstanz. Es ist diese Zersetzung aber leichter erklärlich bei Annahme eines sekundären Wassergehaltes der Meißner Pechsteine.

Hätte andererseits der Pechstein von Meißen von Anfang an seinen hohen Wassergehalt (6—8 Proz.) besessen, so müßte beim Auskrystallisieren der aus Felsitporphyr bestehenden „wilden Eier“ der Wassergehalt dieses Teiles des Magmas frei geworden sein, und man müßte ihn heute noch in der umgebenden Glasmasse in der Form kleiner Blasen (bei 6—8 Proz. [Gewichtsprozent, kein Volumenprozent!] Wasser sogar von vielen Blasen) nachweisen können. Es ist dies aber nicht der Fall. Es ist also auch hierdurch die sekundäre Natur des Wassergehaltes der Pechsteine wahrscheinlich[1]).

2. Schon LEMBERG[2]) wies auf folgendes hin: Wenn ein Magma wirklich so bedeutende Mengen von Wasser absorbiert enthielt, wie wir sie heute im Pechstein finden, so hätte beim Erstarren ein Teil des Wassers dampfförmig entweichen müssen, und wir müßten in großer Menge Dampfporen im Pechstein finden, etwa wie die Mandelsteinhohlräume. Letzteres ist aber nicht der Fall, und die Zahl der mikroskopischen Dampfblasen ist sehr unbedeutend, oft sogar, wie bei Meißen, überhaupt nicht vorhanden. Die Annahme, daß alles Wasser sofort beim Erstarren gebunden wurde, ist aber nur ein Notbehelf, da nicht anzunehmen ist, daß nur so viel Wasser und nicht mehr im geschmolzenen Gestein absorbiert war, als es gerade in festem Zustande zu binden vermochte.

3. Der Wassergehalt der Pechsteine ist selbst in eng umgrenzten Gebieten großen Schwankungen unterworfen. So beträgt dieses Schwanken beim Pechstein des Triebischtales von Meißen 4,72 bis 15,16 Proz, wie aus der folgenden Tabelle ersichtlich ist (Tab. II und III).

Bei einem gleichmäßigen Wassergehalte des ehemaligen Pechsteinmagmas wäre dieses Schwanken im Wassergehalte aber nur erklärbar durch Wasserabgabe während der Erstarrung. Eine derartige Wasserabgabe hätte aber in dem angeblich schnell erstarrten Glasmagma wieder Gasblasen hinterlassen müssen, die aber selbst als pseudomorphe Gebilde heute nicht mehr zu finden sind. Es ist daher eine derartige plötzliche Wasserabgabe während der Erstarrung unwahrscheinlich. Bei Annahme eines primären Wassergehaltes bleibt demnach diese ungleiche Verteilung des Wassergehaltes ein Rätsel.

[1]) Sollte die primäre Bildung dieser „wilden Eier“ gleichsam als Krystallisationzentren im Pechsteinmagma nicht allgemein anerkannt werden, so kann man statt ihrer andere, primäre, wasserfreie Gebilde im Pechstein anführen, z. B. die auch von SAUER für primär gehaltenen Felsitkugeln des Kugelpechsteins von Wachtnitz.

[2]) LEMBERG: Über Gesteinsumbildungen bei Predazzo und am Monzoni. Diese Zeitschrift, Bd. XXIX, 1877, S. 506.

Tabelle II.

Nähere Bezeichnung	Wassergehalt bzw. Glühverlust Proz.	Analytiker	Literatur
Pechstein v. Meißen	4,72	THOMSON	A. FRENZEL: Mineralogisches Lexikon. Leipzig 1874.
Pechstein v. Meißen (lichtbrauner)	4,73	ERDMANN	do.
Pechstein vom Götterfelsen	4,9	BRUN	Briefliche Mitteilung an R. BECK.
Pechstein vom Götterfelsen	5,15	EHRICH	A. FRENZEL: Mineralogisches Lexikon. Leipzig 1874.
Pechstein vom Götterfelsen (roter) (Durchschnitt von 5 Analysen)	5,32	SCHEERER	do.
Pechstein vom Götterfelsen (roter)	6,03	A. WEISBACH	do.
Pechstein vom Götterfelsen (roter)	6,15	E. HUELIN	do.
Frischer Pechstein von Garsebach	6,24	SAUER	Erläuterungen z. Sektion Meißen (Geol. Karte von Sachsen), S. 87.
Frischer Pechstein von Garsebach	6,25	v. SCHWARZ	A. FRENZEL: Mineralogisches Lexikon. Leipzig 1874.

4. LAGORIO[1]) spricht sich ebenfalls für die sekundäre Natur des Wassergehaltes der Pechsteine aus. Einen primären, sehr geringen Wassergehalt hält er für denkbar, in den vulkanischen Gesteinen aber für sehr unwahrscheinlich. Ein Beweis hierfür liegt nach LAGORIO in den Bomben von Schwarzenfels. Dieselben sind innen ganz krystallin, bis auf einen sehr geringen Gehalt an Basis, die reines Glas ist, die Rinde dagegen ist sehr glashaltig (etwa $^2/_3$ der Masse). Sie enthält ganz frische porphyrische Krystalle von Plagioklas, Augit, Olivin. Der innere Teil der Bombe enthält 0,82 Proz. H_2O,

[1]) A. LAGORIO: Über die Natur der Glasbasis sowie der Krystallisationsvorgänge im eruptiven Magma. TSCHERMAKS Min. Petr. Mitt. 1887, S. 421.

der äußere dagegen 2,10 Proz., das Glas der Rinde 2,85 Proz. Bei schwacher Rotglut verliert das Glas sein Wasser. Es ist deshalb nicht anzunehmen, daß das Wasser primär ist, da die Temperatur beim Emporschleudern auch sehr hoch gewesen ist.

Tabelle III.

Nähere Bezeichnung	Wassergehalt bzw. Glühverlust Proz.	Analytiker	Literatur
Frischer Pechstein von Garsebach (grüner) (Durchschn. von 8 Analysen)	6,37	SCHEERER	A. FRENZEL.
Pechstein von Garsebach bei Meißen	7,39	LEMBERG	Diese Zeitschr. 1877, S. 508.
Pechstein von Garsebach	8,07	SACKUR	A. FRENZEL.
Rotbrauner Pechstein von Meißen	8,25	LAGORIO	TSCH. M. M. 1887, S. 491.
Brauner, durchscheinender Pechstein von Meißen	8,26	TAMMANN	Zeitschr. f. physik. Chemie 1898, S. 323.
Felsitpechstein von Meißen (ohne Ausscheidung.)	8,42	LAGORIO	TSCH. M. M. 1887, S. 490.
Triebischtal bei Meißen	8,50	KLAPROTH	A. FRENZEL: Mineralogisches Lexikon. Leipzig 1874.
Triebischtal bei Meißen	9,40	DUMENIL	do.
Grüner, durchscheinender Pechstein von Garsebach bei Meißen	15,16	TAMMANN	Zeitschr. f. physik. Chemie 1898, S. 323.

5. Durch wasserentziehende Mittel ist ein Teil des Wassergehaltes der Pechsteine dem Pechstein wieder zu entziehen. Entsprechende Versuche sind von TAMMANN und LEMBERG angestellt und vom Vortragenden wiederholt worden.

Da der Wassergehalt des Pechsteins nach den Untersuchungen von TAMMANN[1]) von dem Wassergehalt der Atmo-

[1]) G. TAMMANN: Über die Dampfspannung von krystallisierten Hydraten, deren Dampfspannung sich kontinuierlich mit der Zusammensetzung ändert. Zeitschr. f. phys. Ch., Leipzig 1898, S. 323.

sphäre abhängt, so wurde das Ausgangsmaterial zwecks Erlangung eines bestimmten und einheitlichen Wassergehaltes von TAMMANN zunächst 8—14 Tage über 1 proz. Schwefelsäure verwahrt.

Nachdem so die Substanzen mit gesättigtem Wasserdampf ins Gleichgewicht gekommen waren, wurde durch Glühen der Wassergehalt jeder Substanz bestimmt.

Danach enthielt brauner durchscheinender Pechstein von Meißen 8,26 Proz. Wasser, grüner durchscheinender Pechstein von Garsebach bei Meißen 15,16 Proz. Wasser und schwarzer Pechstein von Arran in Schottland 5,44 Proz. Wasser.

Diese über 1 proz. Schwefelsäure mit Wasserdampf gesättigten Pechsteine erlitten nun über einer Schwefelsäurelösung höherer Konzentration einen Wasserverlust, der mit der Länge der Zeit und mit der Konzentration der Schwefelsäure zunahm. Derselbe wird von G. TAMMANN in folgender Weise angegeben (Tab. IV und V).

Tabelle IV.

I. Brauner, durchscheinender Pechstein von Meißen. Wassergehalt 8,26 Proz. Das Aussehen ändert sich bei Wasserverlusten nicht. 3,136 g.

Konzentration der Schwefelsäurelösung Proz.	Zeit Tage	Gewichtsverlust mg	Gewichtsverlust Proz.
10,0	5	0.2	0,005
20,3	5	0,2	0,005
29,2	3	1,6	0,04
40,6	5	3,0	0,07
40,6	7	3,4	0,08
50,1	4	7,2	0,17
60,4	3	17,4	0,42
70,3	3	25,0	0,60
80,5	8	35,0	0,84
85,0	6	38,0	0,92

Aus diesen interessanten Versuchen TAMMANNs ersieht man, daß durch wasserentziehende Mittel dem Pechstein Wasser entzogen werden kann, und daß auch umgekehrt Pechstein einen Teil seines Wassergehaltes aus der Atmosphäre sekundär wieder aufnimmt. Hierdurch dürfte sich vor allem die Verschiedenheit des Wassergehaltes der Pechsteine erklären.

Nach LEMBERGs Versuchen ist das Wasser im Pechstein ebenfalls nicht sehr fest gebunden. So verliert beim mäßigen Glühen

der Pechstein schon alles Wasser. Zudem verliert Pechstein von Meißen mit 7,61 Proz. Wasser nach dreiwöchigem Stehen über H_2SO_4 bei Zimmertemperatur 1,72 Proz. H_2O und bei etwas über 200° 3,31 Proz. Wasser, somit 4,30 Proz., d. h. mehr als die Hälfte seines ganzen Wassergehaltes. LEMBERG hält, wie er auch indirekt zu beweisen sucht, demnach den Wassergehalt der Pechsteine für durchaus sekundär. Leider greift er in seiner Schlußfolgerung zuletzt fehl. Er läßt den Pechstein durch Wasseraufnahme nicht aus Obsidian, sondern aus Porphyr entstehen.

Tabelle V.

II. Grüner, durchscheinender Pechstein von Garsebach bei Meißen.

Gefundener Wassergehalt = 15,16 Proz. 4,312 g in linsengroßen Stücken.

Konzentration der Schwefelsäurelösung	Zeit	Gewichtsverlust	Gewichtsverlust
Proz.	Proz.	mg	Proz
29,0	10	1,8	0,04
40,6	3	3,6	0,08
50,1	5	13,2	0,31
50,1	7	13,4	0,31
60,4	4	24,6	0,57
70,3	3	32,2	0,75
80,5	3	40,8	0,95
85,0	8	46,0	1,06

Schließlich wurden auch vom Vortragenden selbst mit verschiedenen Korngrößen die TAMMANNschen Versuche an Pechstein wiederholt. Dieselben hatten folgenden Erfolg:

Tabelle VI.

Nr.	Korngröße	Wasserverlust über 98 Proz. H_2SO_4*)	Wasserverlust beim Glühen bis zum konstanten Gewicht	Wasserverlust zusammen
	mm	Proz.	Proz.	Proz.
1	1,0 —0,5	0,86	6,15	7,01
2	0,5 —0,25	0,55	5,98	6,53
3	0,25—0,26	0,73	6,07	6,80
4	Feinster Staub	1,40	4,27	5,67

*) In 24 Stunden bei Luftverminderung.

Aus allen diesen Versuchen ersieht man, daß der Wassergehalt der Pechsteine nicht fest gebunden ist, daß er teilweise von dem Wassergehalte der Atmosphäre abhängt, und daß er durch schwaches Glühen meist schon vollständig entfernt werden kann.

6. Schwieriger als die Entwässerung der Pechsteine ist die Hydratisierung des Obsidians. Vortragender hat zu diesem Zweck Obsidian sechs Stunden lang bei sechs Atmosphären Druck der Einwirkung überhitzten Wasserdampfes ausgesetzt, jedoch ohne den erhofften Erfolg.

Es mögen hier aber einige Versuche von LEMBERG mitgeteilt werden.

LEMBERG kochte Obsidian vom Ararat (Analyse 1) vier Monate lang bei 100° mit einer K_2CO_3-Lösung, wobei unter teilweisem Austritt von SiO_2 und Aufnahme von K_2O das Silikat der Analyse 2 hervorging. Letzteres wurde durch dreitägiges Behandeln mit NaCl-Lösung in ein Natronsilikat, Analyse 3, übergeführt, wobei ein Teil des Alkalis als Wasser abgespalten wurde. Die Proben wurden lufttrocken analysiert.

	1.	2.	3.
H_2O	0,37	6,18	7,39
SiO_2	73,79	67,49	67,50
Al_2O_3	14,30	15,24	15,54
Fe_2O_3	1,54		
CaO	1,22	0,91	0,70
K_2O	3,84	7,32	2,84
Na_2O	4,67	2,57	5,73
MgO	0,31	0,29	0,30
	100,04	100,00	100,00

7. Bimssteine sind schaumige Gläser, meist schaumige Obsidiane. Sie entstehen beim Entweichen der im Magma eingeschlossenen Gase. Sie finden sich daher vorwiegend in Tuffen (als Lapilli) oder an der Oberfläche von Obsidianergüssen. Der Wassergehalt dieser Gläser ist schwankend. In A. OSANN: Beiträge zur chemischen Petrographie, Stuttgart 1905, finden sich nur zwei Analysen angegeben, ein Liparitbimsstein von Cabo de Gata in Spanien mit 6,10 Proz. H_2O und ein Bimsstein vom Mono Lake in Kalifornien mit 2,06 Proz. H_2O. Der Wassergehalt dieser Bimssteine ist also höher als derjenige normaler Obsidiane. Trotzdem haben sie ihre schaumige Struktur durch Gasabgabe erhalten. Ein sekundärer Charakter des Wassergehaltes der Bimssteine ist demnach leichter verständlich als ein primärer.

Bei Annahme einer sekundären späteren Wasseraufnahme der wasserreichen vulkanischen Gläser müßte tatsächlich das Wasser von den Bimssteinen auch schneller aufgenommen werden als von den Obsidianen, da sie infolge ihrer schaumigen und primären Beschaffenheit eine größere Oberfläche darbieten. Es ist deshalb auch nicht verwunderlich, wenn die durch Gasabgabe schaumig gewordenen Obsidiane, die Bimssteine, einen höheren Wassergehalt besitzen als die sie begleitenden dichten Obsidiane.

Daß die schaumige Struktur der Bimssteine zudem nicht durch Abgabe von Wasserdämpfen entstanden sein muß, zeigt uns die Untersuchung von Brun an einer Obsidianbombe des Krakatau, die ringsum schaumig entwickelt ist. Der innere Obsidiankern enthält keine Spur von Wasser, wohl aber geringe Mengen anderer Gase, vor allem Chlor.

8. Für die sekundäre Entstehung des hohen Wassergehaltes der Pechsteine möge zuletzt noch folgendes sprechen:

Tätige Vulkane liefern heute bisweilen Obsidian, aber, soviel mir bekannt ist, keinen Pechstein. In alten Schichten dagegen findet sich nur das wasserhaltige Glas, der Pechstein, nie aber Obsidian!

Nach alledem hat die Ansicht, daß die Pechsteine ehemalige, im Laufe der Zeit hydratisierte Obsidiane sind, viel für sich.

Sollte sich diese Anschauung im Laufe der Zeit allgemeine Anerkennung erwerben, so sind die weiteren Schlußfolgerungen von großer Tragweite.

Der Wassergehalt der Pechsteine und die Dampfexhalationen bei vulkanischen Ausbrüchen wurden bisher stets als die Hauptargumente für einen hohen Wassergehalt der Magmen hingestellt.

Die sekundäre Natur der Dampfexhalationen ist durch die genauere Untersuchung von Brun in letzter Zeit sehr wahrscheinlich gemacht, und es können die vulkanischen Dampfexhalationen heute nicht mehr als Beweis für den Wassergehalt der Magmen angesehen werden. Die sekundäre Natur des Wassergehaltes der Pechsteine ist in den vorhergehenden Bemerkungen verteidigt worden.

Sollten sich diese Untersuchungen weiter bestätigen, so werden zunächst alle diejenigen Hypothesen etwas ins Schwanken geraten, die zu ihrer Erklärung eines hohen Wassergehaltes der Magmen bedurften, vor allem die juvenilen Quellen (Quellenkunde! Erzlagerstättenlehre!)

Falsch wäre es aber, jetzt in das andere Extrem zu verfallen und jeden Wassergehalt der Magmen zu leugnen. Viel-

mehr ist nach den vorhergehenden Untersuchungen nur der Schluß gestattet, daß der Wassergehalt der Magmen zurzeit in unglaublicher Weise von sehr vielen Geologen überschätzt wird.

An der Diskussion des ersten Teiles beteiligen sich die Herren BERG, ERDMANNSDÖRFFER, RAUFF und der Vortragende.

In der Diskussion des zweiten Teiles sprechen Herr RAUFF und der Vortragende.

Herr R. LACHMANN sprach **über autoplaste (nichttektonische) Formelemente im Bau der Salzlagerstätten Norddeutschlands.**[1])

Die geologische Wissenschaft hat bisher die Tektonik der Kalilagerstätten vernachlässigt. Die Grundlagen: Plastizität der Salze und tertiäre Gebirgsfaltung, sind anfechtbar. Man hat die sehr bedeutenden Deformationen nicht berücksichtigt, welche seit der Ablagerung innerhalb der Salzlager durch molekulare Umsetzungen von chemisch-physikalischer Art hervorgerufen wurden.

Vulkanische Schlagrisse im Werratal beweisen die Sprödigkeit der Zechstein-Salzplatte zur Miocänzeit. Diese Schlagrisse finden die hauptsächlichsten Deformationen auch bereits ausgebildet vor.

Man kann unterscheiden zwischen horipolaren, vertipolaren, gyropolaren und apolaren Deformationen, je nach der Richtung der wirksamen Kraft. Die Deformationen der Zechsteinsalzlager sind überwiegend nicht horipolar, wie sie sein müßten, wenn sie durch tangentiale Gebirgsfaltung entstanden wären.

Die Ursachen für eine autoplaste Deformation der Salzlager sind:

1. Diagenetisch. Kieseritlagen haben sich durch Krystallisationskräfte direkt nach der Ablagerung zusammengekrümmt. Salzdecken sind als Schollen zerbrochen und haben sich unter ungleicher Belastung mit Konkretionen verbogen.

2. Epigenetisch. Es spielen metasomatische Vorgänge eine Rolle bei der Neubildung von Carnallit, die in keinem Kalilager fehlt und fast stets mit Deformation verbunden ist;

---

[1]) Der Vortrag wird mit ausführlichen Belägen in den nächsten Heften der Zeitschrift „Kali“ unter dem Titel: „Studien über den Bau von Salzmassen. Erste Folge“ zum Abdruck kommen

ferner bei der sogenannten Rekrystallisation, bei welcher nach einer von RIECKE angegebenen thermodynamischen Formel für die Deformation homogener Körper in Berührung mit der flüssigen Phase dadurch Deformationen auftreten, daß vagabundierende Lösungsfeuchtigkeit in die schlecht gemischten Salzmassen eintritt, und durch Diffusion entferntere Salzmassen in molekularen Massenaustausch treten (Bildung von Lösungs- und Ausscheidungsräumen, aktive Rekrystallisation), daß ferner die dazwischenliegenden Massen durch passive Rekrystallisation sich nach den Lösungsräumen hinbewegen. Letzterer Vorgang ist bisher fälschlich der „Plastizität“ der Salze zugeschrieben worden.

Als Hauptdeformator der Salzmassen nicht nur in ihrem Innern, sondern auch in ihrer Lage zu den hangenden Schichten wird die „Pegosmose“ oder Salzauftrieb bezeichnet, welcher ein passiver Rekrystallisationsvorgang nach der hangenden Salzauflösungsfläche ist.

Auf der nachfolgenden Tabelle sind für die verschiedenen Deformationsursachen in den 4 Polaritäten und in hyperbolischer und asymptotischer Intensität an Stelle der bisherigen nichtssagenden „Falten“ neue Wortbegriffe vorgeschlagen.

Die merkwürdigsten Einwirkungen hat der Salzauftrieb auf die äußere Form der Salzlagerstätten hervorgerufen. Er verursacht die Ausbildung eines sog. „Salzspiegels“ (FULDA: Zeitschrift für praktische Geologie 1909, S. 25), womit zunächst nur die Erscheinung bezeichnet wurde, daß in vielen getrennten Gebieten das Steinsalz durch Bohrungen immer in derselben absoluten Teufe, welche weitaus in den meisten Fällen zwischen 100 und 200 m unter N.N. liegt, angetroffen wird. Der Salzspiegel bedeutet vom chemisch-physikalischen Standpunkt aus eine Gleichgewichtsebene, in welcher sich Salzauflösung und Salzauftrieb die Wage halten. Der Salzspiegel kann sich in seiner absoluten Höhe halten, auch wenn das Gebiet von einer kontinentalen Senkung betroffen wird. Hierbei richten sich allmählich die absinkenden Schichten der Umgebung um den Salzkern auf. Schließlich durchsetzt ein Salzkörper senkrecht viele Kilometer die Erdhaut wie ein Geschwür die tierische Haut. Das Gebilde wird ein „Ekzem“ genannt. Nimmt man noch gewisse typische und aus dem Zusammentreffen von Hebung und Senkung mit der Ekzem-Ausbildung erklärbare Störungen hinzu, so lassen sich die eigenartigen Salzvorkommen in Norddeutschland von Hildesheim bis Bremen und Hohensalza mit ihren Transgressionslappen und inneren und äußeren Strukturen durch diesen

Terminologie für die autoplasten Deformationen der Salzlager.

Intensität:	vertipolar		horipolar		gyropolar		apolar	
	hyperbolisch	asymptotisch	hyperbolisch	asymptotisch	hyperbolisch	asymptotisch	hyperbolisch	asymptotisch
Deformations-Ursache: I. Diagenetisch (Salzgekröse)	—	—	—	—	—	—	—	Salzdeckenschollen, Kieseritwürmer
II. Epigenetisch A. Metasomatismus (Salzkrampf, nur innere Deformationen)	kleine Kuppen und Kessel	nicht beobachtet	vorschreitende und rückläufige Schlingen	nicht beobachtet	nicht beobachtet	nicht beobachtet	Verbiegung	Verkrampfung, Verschlingung
B. Pegosmose (Salzauftrieb) 1. Innere Deformationen	Kuppen und Kessel	stehende Falten	Schichtenstauung	Schichtenschwindung	Auslenkungen, Ausweitungen und Verdrückungen	Zungen	—	—
2. Äußere Deformationen	konkave Deformation des Salzspiegels	Ekzeme	—	—	—	—	—	—

chemisch-physikalischen Vorgang ohne Mitwirkung der Tektonik erklären.

Die tektonischen Einwirkungen auf die Form der Salzlagerstätten sind mit Ausnahme der Absenkung zu den mesozoischen und tertiären subhercynischen Versenkungsbecken gering. Es gibt keinen Fall, wo zweifellos tektonische Verwerfungen im reinen Salz durch Bergbau aufgeschlossen sind, es läßt sich demnach auch nichts darüber aussagen, ob Verwerfungen als Sprünge oder als Flexuren ins Salz eintreten. Den Einfluß der Faltung können wir schon deshalb nicht beobachten, weil das betrachtete Gebiet seit der Carbonzeit nicht mehr gefaltet ist.

Die Reihung der Ekzeme an der Aller spricht für das Vorherrschen der asiatischen NW-Richtung auch während des Mesozoicums.

Vom tektonischen Standpunkt aus gelangt man zu folgender Gliederung der Kalireviere:

I. Autoplaste Lagerstätten im Grunde der mitteldeutschen Triasbecken.
   A. Werra- und Fuldatal.
   B. Südharzrandbezirk.
   C. Mansfelder und Querfurter Mulde.

II. Heteroplaste Lagerstätten in den subhercynischen Versenkungsbecken.
   D. Leinetal.
   E. Nordharzrandbezirk.
   F. Cönnern-Magdeburger Plateau und Vorsprünge.

III. Autoplaste Lagerstätten im Senkungsbecken des norddeutschen Flachlands.
   G. Hannover.
   H. Übriges Flachland.

Aus anderen Ländern sind dem Vortragenden Ekzeme bekannt: aus Ungarn, vielleicht aus Rumänien, aus Algier und Louisiana. Hier hat kürzlich Harris (Economic Geology 1909, S. 12 ff.) eine der vorgetragenen ähnliche Erklärung aufgestellt, die aber im einzelnen physikalisch nicht recht haltbar und für unsere Vorkommen unannehmbar ist.

Die Bewegungsbilder in Salzlagern zeigen eine wohl mehr als zufällige Analogie mit folgenden bekannten geologischen Phänomenen: mit der Gletscherbewegung, mit der Ausbildung von Kalkkeilen und liegenden Falten in den Alpen und mit der Deformation krystalliner Schiefer.

Herr **MENZEL** sprach über: **Die ersten Paludinen aus dem Posener Flammenton.**

An die Kgl. Geologische Landesanstalt zu Berlin gelangten vor einiger Zeit die Proben einer Bohrung von dem Ansiedelungsgute Lopatken, Parzelle 31c, auf dem Meßtischblatte Goßlershausen in Westpreußen. Diese Bohrung, die im Gebiet der Endmoräne gelegen ist, wurde in der genannten Anstalt durch J. BEHR bearbeitet und wies nach dem im Jahrbuche der Geol. Landesanstalt veröffentlichen Schichtenverzeichnis[1]) folgendes Profil auf:

0— 1 m Geschiebelehm;
1— 8 - Geschiebemergel;
8—31 - Posener Ton;
31—33 - brauner Ton mit Pflanzenresten;
33—36 - grauer Ton;
36—40 - dunkelbrauner Kohlenletten mit zahlreichen Conchylienresten (*Paludina dil.*).

Diese Conchylienreste waren Bruchstücke von Paludinen und anfänglich als *Paludina diluviana* KUNTH bestimmt und demgemäß die darüberliegenden tonigen Bildungen als eine Scholle von Posener Flammenton im Diluvium bezeichnet worden.

Im Januar dieses Jahres übergab mir Herr JENTZSCH, der die Bohrung Lopatken in dem erläuternden Texte zu Blatt Goßlershausen zum Abdruck bringen wollte und die Paludinenschicht für tertiär erachtete, die Paludinenreste mit der Bitte, dieselben genauer zu untersuchen und zu bestimmen.

Meine Prüfung der Fossilreste ergab nun folgendes:

Die leider nicht vollständig erhaltenen Paludinen, von denen etwa 6 größere, mehrere Windungen aufweisende Bruchstücke und daneben eine ganze Anzahl Anfangswindungen und Stücke der letzten Umgänge vorhanden waren, gehören zu den Arten mit glatter Schale. Sie sind ungemein dickschalig und haben gewölbte Umgänge und tiefe Nähte, wodurch ein treppenförmiger Aufbau zustande kommt. Die jüngsten Windungen sind etwas stumpfer als die nächstfolgenden, so daß eine mehr eiförmig-kegelige Gestalt entsteht. Der Innenraum der Windungen ist länglich eiförmig, oben etwas gerundet und nicht in eine Spitze auslaufend. Es ist anzunehmen, daß dementsprechend auch die Mündung eine mehr gerundete Form hatte.

---

[1]) K. KEILHACK: Ergebnisse von Bohrungen V. Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanst. f. 1907, S. 795.

Bei einem Vergleich mit den bekannten rezenten und quartären deutschen Arten, den ich sowohl an vollständigen Exemplaren wie vor allem auch an entsprechend großen Bruchstücken vornahm, stellte es sich als zweifellos heraus, daß die Stücke von Lopatken mit keiner von ihnen übereinstimmten. *Paludina vivipara* ROSSM. und *duboisiana* MOUSSON, die von mir bei Phöben im jüngeren Interglazial nachgewiesene Art, haben rundere Windungen und tiefere Nähte, *Paludina fasciata* MÜLL. hat Ähnlichkeit, besitzt aber schon etwas flachere Nähte und zeigt die in eine Spitze ausgezogene Mündung. Alle diese Arten haben viel dünneres Gehäuse als die Stücke von Lopatken. *Paludina diluviana* KUNTH ist in ihrer typischen Form viel schlanker und hat viel flachere Nähte. Das letztere gilt auch von der breiteren Form var. *crassa* NEUM.

Es lag nun nahe, zum Vergleich die Fauna des österreichisch-ungarischen Neogens heranzuziehen, und hier stellte es sich heraus, daß die Paludinen von Lopatken die größte Ähnlichkeit mit der Formengruppe besitzen, die mit der *Paludina achatinoides* DESH. der Congerienschichten der Krim beginnt und über *Paludina Neumayri* BRUSINA zu *Paludina Fuchsi* NEUM. hinführt. Am ähnlichsten scheint sie der *Paludina Fuchsi* NEUM. zu sein, wenigstens was die Gestalt der 3 bis 4 jüngsten Windungen betrifft, die von den Lopatker Stücken allein zusammenhängend erhalten sind. Ob der letzte Umgang sich ebenso abplattet wie bei der echten *Paludina Fuchsi* NEUM., läßt sich nicht mit Sicherheit sagen, doch findet sich schon eine leichte Abplattung auf dem dritten Umgang angedeutet. Jedenfalls ist die Lopatker *Paludina* in die Nähe der *Paludina Neumayri* BRUSINA und *Fuchsi* NEUM. in den NEUMAYRschen Stammbaum der Paludinen einzureihen, und ich möchte sie, bis etwa das Auffinden vollständiger Exemplare eine genauere Bestimmung ermöglicht, mit *Paludina* aff. *Fuchsi* NEUM. bezeichnen.

Für die Beurteilung des Alters der Posener Flammentone hatte man bisher keine direkten Anhaltspunkte. Es stand für ihre Unterbringung die ganze Lücke zwischen dem Untermiocän der märkischen Braunkohlenbildungen, die sie unterlagern, und dem Diluvium, das über ihnen folgt, offen. Man hatte sie bisher im allgemeinen, ohne inneren Grund, ins jüngere Miocän gestellt. Es sind zwar schon seit längerer Zeit aus dem Flammenton Pflanzenreste durch JENTZSCH, v. ROSENBERG-LIPINSKY und MAAS erwähnt und auch bestimmt worden, doch ist eine genauere Durcharbeitung des Pflanzenmateriales bisher nicht erfolgt und eine Altersbestim-

mung der Schichten auf Grund der Flora deshalb noch nicht möglich gewesen.

Die Arten aus der Verwandtschaft der *Paludina Neumayri* BRUSINA und *Paludina Fuchsi* NEUM., zu denen die bei Lopatken neu entdeckten Paludinen aus den Posener Flammentonen zu stellen sind, stammen aus den unteren Paludinenschichten Slavoniens, die der levantinischen Stufe zugerechnet und im allgemeinen (wie es z. B. auch CREDNER tut) zum mittleren Pliocän gestellt werden. Wir werden uns deshalb durch die Paludinenfunde bei Lopatken, zumal die sie einschließenden Schichten auch nach meiner Ansicht keinesfalls diluviale Bildungen darstellen, sondern sicher zum Tertiär gehören, veranlaßt sehen, die Posener Flammentone aus dem Miocän ins Pliocän hinaufzurücken und die Fundschichten, bei einer Dreiteilung des Pliocäns, etwa an die Basis der mittleren Abteilung zu stellen.

In diesem Zusammenhange gewinnt eine Mitteilung aufs neue Interesse, die vor nahezu 30 Jahren Herr JENTZSCH in den Schriften der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft gegeben hat. Im 23. Jahrgang derselben (1882) beschreibt er unter dem Titel: „Über einige tertiäre Säugetierreste aus Ost- und Westpreußen" neben anderem auch einen Mastodon-Zahn, der im Jahre 1834 im Kreise Thorn gefunden und durch die Königliche Regierung zu Marienwerder dem naturhistorischen Museum der Universität Königsberg übersandt worden war. Die näheren Fundumstände waren nicht zu ermitteln. Der Zahn zeigte die größte Ähnlichkeit mit *Mastodon Borsoni* HAYES, wich aber in manchen Stücken etwas ab. Herr JENTZSCH hat ihn deshalb als besondere Form unterschieden und ihn *Mastodon Zaddachi* genannt. *Mastodon Borsoni* HAYES ist nun aber zusammen mit *Mastodon arvernensis* CROIZ. et JOB. bezeichnend für das mittlere Pliocän Südeuropas. Da es aber, wie schon Herr JENTZSCH ausführte, nahezu ausgeschlossen erscheint, daß der Zahn von *Mastodon Zaddachi* von weither nach der Gegend von Thorn verschleppt worden ist, so wies auch dieser Fund schon auf das Vorhandensein des mittleren Pliocäns in Westpreußen hin. Diese Vermutung wird nun in neuester Zeit noch gestützt durch einen weiteren Fund von *Mastodon* im Posenschen[1]). In der Sammlung der Gesellschaft der Freunde der Wissenschaften zu Posen liegt ein weiterer Zahn

[1]) Die Kenntnis vom Vorhandensein dieses Fundes verdanke ich Herrn JENTZSCH, der mir in entgegenkommendster Weise auch die Veröffentlichung desselben gestattete.

von *Mastodon*, der in diluvialem Kies in der Nähe von Obornik gefunden worden ist. Der Zahn ist nicht ganz vollständig und bedeutend stärker abgekaut als der erste, sonst aber vortrefflich erhalten. Durch ihn wird mit Sicherheit gezeigt, daß sowohl dieser wie der zuerst gefundene Zahn nicht etwa von Süden her nach Posen und Westpreußen verschleppt worden ist, sondern, daß die pliocänen Schichten mit *Mastodon* dort in Nordostdeutschland anstehend vorhanden sein müssen. Durch den Fund der gleichaltrigen Paludinen wird es wahrscheinlich, daß diese pliocänen Schichten, aus denen der Oborniker Zahn von *Mastodon* (und wahrscheinlich auch der von Thorn) in das Diluvium aufgenommen worden ist, die Posener Flammentone oder wenigstens Schichten aus dem Verband der mit dem Namen Posener Flammentone belegten Schichtenfolge gewesen sind.

Es muß an dieser Stelle schließlich auch noch darauf hingewiesen werden, was DEECKE in seiner „Geologie von Pommern" auf S. 166 über das Tertiär im Lauenburger Kreise in der Nordostecke von Pommern ausführt. Hier ist nach ihm bei Zackenzin am Chaustbache seit 1838 ein Braunkohlenflöz bekannt. „Man hat dort 11 Bohrlöcher gestoßen, die in 4—13 $^1/_2$ m fündig wurden und zwei durch Quarzsande getrennte Flötze zeigten, das obere 5 m dick, mit einem Streichen O—W und einem Fallen 8—10° N." „Höchst bemerkenswert ist die Angabe AXEL SCHMIDTs, daß in dem Quarzsande *Cyrena*- und *Paludina*-Schalen beobachtet seien, die leider rasch zerfielen. Diesen Fossilien müßte aufs neue nachgegangen werden; vielleicht sind diese Schichten ganz jung, d. h. pliocän."

Was hier von den Tertiärschichten bei Zackenzin gesagt worden ist, gilt auch von den Paludinenschichten der Lopatker Bohrlöcher. Auch ihnen müßte weiter und mit größter Sorgfalt im ganzen Gebiet von Westpreußen und Posen nachgegangen werden, damit wir an reicherem und vollständigerem fossilen Material völlig einwandfrei das pliocäne Alter des Posener Flammentones darlegen können, das durch den bisherigen Nachweis von Paludinenschalen im Bunde mit den Funden der *Mastodon*-Zähne schon in hohem Grade wahrscheinlich gemacht worden ist.

An der Diskussion beteiligt sich Herr JENTZSCH.

v. w. o.

BLANCKENHORN. RAUFF. STREMME.

Briefliche Mitteilungen.

8. Über die Gliederung der oberen Schichten des Mainzer Beckens.

Von Herrn A. v. KOENEN.

Göttingen, den 1. Februar 1910.

Herr C. MORDZIOL hat soeben in den Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der preuß. Rheinlande und Westfalens f. 1909, S. 165 einen Aufsatz veröffentlicht „Über die Parallelisierung der Braunkohlenformation im Rheinischen Schiefergebirge mit dem Tertiär des Mainzer Beckens und über das Alter der Cerithienkalkstufe“. Er gelangt darin zu dem Schluß, daß die „Cerithienkalkstufe“ des Mainzer Beckens dem Unter-Miocän angehört und gleich seiner Vallendarer Stufe fluviatilen Ursprungs sei.

Er führte vorher aus, daß die Corbicula-Kalke als selbstständige Stufe fallen zu lassen seien, weil sie gegen die Cerithienschichten sowohl als auch gegen die Hydrobienkalkstufe oft recht schwer abzugrenzen seien, weil, wie STEUER selbst bemerkte, das oft recht mißlich sei; denn die Bänke seien nicht überall typisch entwickelt, und in der mergeligen Facies fehlte die Muschel überhaupt, und weiter „es folgen an vielen Stellen über den Corbicula-Bänken Mergel ohne die Muschel mit Hydrobien, manchmal aber auch ganz ohne Fossilien“.

Dies würde aber gar nichts beweisen, wie auch in den älteren Formationen es oft sehr mißlich ist, eine ganz scharfe Grenze zu ziehen, wenn Schichten ohne Fossilien oder ohne bezeichnende Fossilien auftreten.

Wenn ich aber auch heute noch auf der seit über 40 Jahren gewonnenen Ansicht beharre, daß eine befriedigende Abgrenzung der Corbicula-Schichten gegen die Hydrobienschichten nicht durchgeführt worden ist, so halte ich es doch für möglich und jedenfalls für sehr erwünscht, daß eine genauere Gliederung in diesen oberen Süßwasserbildungen noch vorgenommen wird. Die Begrenzung der Cerithienkalke usw. nach oben ist aber keineswegs eine künstliche und an solchen Stellen, wo über-

haupt die Aufschlüsse und Elemente für eine Trennung vorhanden sind, sehr wohl auszuführen.

Vor allem sind die Cerithienkalke und Sande keineswegs „fluviatilen Ursprungs"; selbst da, wo Landschnecken eingespült in Menge darin liegen, wie bei Flörsheim usw., beweist doch das z. T. massenhafte Auftreten mariner Formen, wie *Mytilus socialis* und *Cytherea incrassata*, *Perna*, *Cerithium*, *Stenomphalus*, *Cominella* usw., daß es sich um Meeres-Ablagerungen handelt, so auch bei den Sanden von Klein-Karben. Von der Fauna sind *Cytherea incrassata* und eine Anzahl anderer Arten schon in älteren Schichten vorhanden oder den Cerithienschichten eigentümlich, und verhältnismäßig wenige, namentlich Landschnecken, gehen bis in die Littorinellenschichten hinauf. SANDBERGER führte zwar die *Melania Escheri* aus dem Landschneckenkalk von Hochheim als „äußerst selten" an, doch ist dies gar nicht die typische, miocäne Art, die erst in den Corbicula-Schichten Frankfurts auftritt und bei Kalten-Nordheim usw. sowie in Süddeutschland, der Schweiz und Frankreich so verbreitet ist.

Die Quarzschotter, Sande und Tone der „Vallendarer Stufe" entsprechen wohl den Corbicula-Sanden der Wetterau und den Sanden usw., z. T. mit Quarziten und Geröllen, welche im Liegenden der stellenweise vorhandenen oder erhaltenen Braunkohlen sich weit nach Hessen und Hannover usw. hinziehen, häufig über marinem Oberoligocän liegen und FLIEGELS Tonen und Sanden im Liegenden der Kohle am Niederrhein gleichzustellen sind.

---

9. Über Feldspatresttone und Allophantone.

Von Herrn H. STREMME.

Berlin, den 21. Januar 1910.

In einer Arbeit „Über Fällungen der gemengten Gele von Tonerde und Kieselsäure und deren Beziehungen zu Allophan, Halloysit und Montmorillonit"[1]) hatte ich versucht nachzuweisen, daß Allophan und seine Verwandten, die ich hier kurz als Allophantone bezeichnen möchte, als gemengte Gele von Tonerde und Kieselsäure zu betrachten sind. Über

[1]) Centralbl. Min. 1908, S. 622—632 u. 661—669.

ihre Verwandtschaft zu den anderen sog. „wasserhaltigen Aluminiumsilikaten" hatte ich geäußert[1]): „Von den Zeolithen sind sie scharf geschieden durch deren Krystallisationsfähigkeit. Man wird wohl annehmen dürfen, daß manche der gefundenen Allophane usw. nicht unmittelbar vor ihrer Entdeckung, sondern eventuell unendlich lange vorher entstanden sind. Dennoch sind sie amorph geblieben. Ebenfalls sind sie scharf geschieden von Kaolinit und den Tonsubstanzen der Tongesteine, mit denen sie in der empirischen Zusammensetzung so große Ähnlichkeit zeigen. Aber während Kaolinit und Tonsubstanzen die unlöslichen Rückstände bei der Zersetzung der Feldspate sind, haben wir hier in der Regel wohl den Niederschlag aus wässerigen Lösungen. Diese andere Entstehungsweise bedingt die Verschiedenheit im chemischen und physikalischen Verhalten." Diese kurzen Andeutungen gedenke ich hier zu ergänzen und zu versuchen, die Unterschiede zwischen diesen drei Gruppen von „wasserhaltigen Aluminiumsilikaten" schärfer zu fassen. Dazu will ich auch hier, wie schon an anderer Stelle[2]) vorgeschlagen, Kaolinit, Kaolin und z. T. die Tonsubstanzen der Tone als Feldspatresttone bezeichnen. Ein anderer Teil der Tonsubstanzen gehört sicherlich zu den Allophantonen, wie ich die gemengten Gele von Tonerde und Kieselsäure nennen möchte. Wenn ich Tonerde und Kieselsäure sage, so folge ich damit lediglich dem allgemeinen Sprachgebrauche, ohne damit die Tonerde als eine Base, die Kieselsäure als eine Säure betrachten zu wollen. Beide können sowohl Säure als Base sein, doch ist ihre Unterscheidung nach dieser Richtung hier zunächst nicht wesentlich.

Die oben erwähnte Abhandlung hatte insofern ein erfreuliches Schicksal, als sie CORNU zu seinem Entwurfe[3]) einer Systematik der Mineralkolloide anregte. Er unterscheidet in der Gruppe der hier interessierenden Mineralien zwischen dem krystallisierten Kaolinit und seinen Verwandten einerseits und den „Tonerdekieselsäuregelen" andererseits, zu welch letzteren er alle Verwitterungstone, die weißen Porzellanerden und die Mineralien der Allophangruppe rechnet. Der Zusammenfassung dieser drei chemisch so verschiedenen Produkte kann ich nicht zustimmen, wie ich nachstehend zu begründen versuche.

---

[1]) a. a. O., S. 668.

[2]) GAGEL u. STREMME: Über einen Fall von Kaolinbildung im Granit durch einen kalten Säuerling. Centralbl. Min. 1909, S. 467.

[3]) CORNU: Über die Verbreitung gelartiger Körper im Mineralreich, ihre chemisch-geologische Bedeutung usw. Centralbl. Min. 1909, S. 332; ferner Zeitschr. prakt. Geol. 1909; Kolloid-Zeitschr. 1909.

I. **Feldspatresttone.** Der reinste Feldspatrest, Kaolin, hat die Formel $Al_2O_3 . 2 SiO_2 . 2 H_2O$. Er bleibt übrig bei der weitest möglichen Zersetzung hauptsächlich der Feldspate und wahrscheinlich auch der Feldspatoide durch kohlensäurehaltiges Wasser. Ein anderes Agens von der gleichen Wirkung ist bisher nicht bekannt geworden. Schwefelsäure, Salzsäure, Flußsäure, die Hydroxyde und Carbonate der Alkalien zersetzen ihn, wenn auch z. T. nur langsam, können also nicht seine Entstehung verursachen. Organische Säuren, die eventuell ähnlich wirken könnten, sind in der Natur bisher nicht bekannt geworden. Durch Essigsäure wird er nach einem Versuche von Herrn VAN DER LEEDEN nur wenig angegriffen. 10 g geschlämmten Zettlitzer Kaolins (bezogen aus dem Laboratorium für Tonindustrie, Berlin) wurden in einer Schüttelmaschine mit 800 ccm Normalessigsäure geschüttelt. Nach 8 Tagen fanden sich in 700 ccm 0,0056 g SiO_2 und 0,0097 g Al_2O_3, d. i. 0,064 bzw. 0,11 Proz. der lufttrockenen Substanz. Das Verhältnis $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ in der gelösten Substanz ist ungefähr $\frac{1}{1}$, würde also ein Überwiegen der Tonerde über die Kieselsäure zeigen, wenn man bei diesen winzigen Mengen eine brauchbare Trennung von Kieselsäure und Tonerde durchführen könnte. Daß die Kohlensäure den reinen Feldspatrest nicht weiter zersetzt, zeigt z. B. die Porzellanerde des Gießhübler Säuerlings[1]), deren Tonsubstanz, also Feldspatrest, nach EYMEs Bestimmung auf die Formel stimmt. Dies zeigen auch jene Kaolinlager, die unter einer noch heute ständig Kohlensäure produzierenden Braunkohlendecke liegen. Die Zersetzung der Feldspate durch Kohlensäure gleicht nicht einer plötzlichen Zertrümmerung der Feldspatmolekel, sondern einer allmählichen und langsamen Auslaugung und Wasseraufnahme, wie die zahlreichen Analysen zersetzter und verwitterter Feldspate zeigen. Die Feldspatreste zeigen Zusammensetzungen, die zwischen der der Feldspate und der des Kaolins schwanken. Auf die Verwandtschaft des Kaolins zum Muscovit ist seit TSCHERMAKS Vorgange oft hingewiesen worden. Auch Muscovit ist gelegentlich ein Kohlensäurezersetzungsprodukt der Orthoklase. Vielleicht verwittert, worauf VERNADSKY und RÖSLER hinwiesen, auch Muscovit zu Kaolin, wonach dann die Sericitisierung eine besondere Zwischenform der Kaolinisierung wäre. Analytische Daten stehen mir hierüber jedoch nicht zur Verfügung. Dagegen ist die Verwitterung des Biotites zu einem kaolinähnlichen

[1]) GAGEL u. STREMME: a. a. O.

Tone, also wohl einem Feldspatresttone, durch K. D. GLINKA[1]) festgestellt worden.

Die reinen Feldspatresttone der Porzellanerden[2]) sind zumeist wie die tonigen Zwischenprodukte bei der Feldspatverwitterung recht schlecht oder nicht erkennbar krystallisiert. Gele sind sie aber nicht[3]). Ihr Wassergehalt nimmt mit fortschreitender Zersetzung bis zu dem selten überschrittenen Maximum von etwa 14 Proz. zu, entsprechend etwa 2 Molekeln H_2O. Diese Regelmäßigkeit ist bei Gelen nicht anzutreffen. Nach SEMIATSCHENSKY beginnt der Wassergehalt des Kaolins bei 300° zu entweichen. Volle Dehydratation tritt bei 700 bis 770° ein. Bei Gelen dagegen entweicht das Wasser schon bei niedriger Temperatur; die Entwässerung kann bei Zimmertemperatur in wasserarmer Luft vollständig sein. Krystallisiert sind namentlich die chemisch verwandten Produkte des gelegentlichen Thermalabsatzes, nicht der ständigen Thermalzersetzung, Kaolinit, Nakrit u. a.

II. Allophantone. Die Berechtigung, Allophan und seine Verwandten als Tone zu bezeichnen, ist in doppelter Hinsicht gegeben. Einerseits sind Tonerde und Kieselsäure ihre Hauptbestandteile, andererseits haben sie oft das Aussehen ziegeltonartiger Gebilde. Wir kennen unter ihnen neben solchen mit der Zusammensetzung $\frac{Al_2O_3}{SiO_2} < \frac{1}{2}$ und $\frac{Al_2O_3}{SiO_2} = \frac{1}{2}$ (nur diese sind bei Feldspatresttonen zu beobachten) auch solche mit $\frac{Al_2O_3}{SiO_2} > \frac{1}{2}$. Allophan selbst hat etwa $1\ Al_2O_3 . 1\ SiO_2$; auch $1\ Al_2O_3 . 0{,}31\ SiO_2$ ist nachgewiesen. Von hier ist ein Übergang zu dem nach CORNU und REDLICH[4]) ebenfalls z. T. kolloidalen Bauxit denkbar. Durch Ersatz der Tonerde gegen Eisenoxyd können die sog. Eisenoxydhydrosilikate entstehen, von denen HINTZE in seinem Handbuche Chloropal, Hoeferit, Nontronit, Pinguit, Fettbol, Gramenit, Hisingerit nennt. Kieselsäurefrei oder -arm wären in dieser Gruppe die natürlichen Eisenoxydgele. Opal ist der reine Kieselsäuregel. Daß die

---

[1]) K. D. GLINKA: Untersuchungen im Gebiete der Verwitterungsprozesse. St. Petersburg 1906, S. 68/69. (Herr Dr. SPULSKI übersetzte mir liebenswürdigerweise einen Teil der russisch geschriebenen Arbeit.)

[2]) RÖSLER: Beiträge zur Kenntnis einiger Kaolinlagerstätten. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XV, S. 263.

[3]) Ich habe mich in der mit GAGEL gemeinsam veröffentlichten Arbeit CORNUS Ansicht angeschlossen, daß es auch kolloidale Feldspatresttone gäbe, kann sie aber nicht aufrechterhalten.

[4]) CORNU u. REDLICH: Der Bauxit. Zeitschr. f. Chemie u. Industr. d. Kolloide **1909**, H. 2.

Allophantone Kolloide, und zwar Gele sind, glaube ich in der oben zitierten Arbeit gezeigt zu haben. Ihr Wassergehalt schwankt zwischen 8 und 50 Proz. Ihrer Entstehung nach sind sie einerseits als kolloide Niederschläge aus wässerigen Lösungen (z. B. Grubenwässern, Braunkohlenwässern), andererseits nach LEMBERG, GLINKA und CORNU als die Zersetzungsrückstände bei der Verwitterung der Zeolithe zu betrachten. Auch bei der Zersetzung von Augiten hat man ihre Entstehung beobachtet (Cimolit neben Anauxit aus Augit von Bilin, ähnliches auch von GLINKA am Augit von Tschakwa beschrieben).

Die Allophantone sind verhältnismäßig leicht in Säuren löslich. Im Gegensatz zu den Feldspatresttonen, die von Salzsäure auch angegriffen, aber nur langsam zersetzt werden, löst Salzsäure sie zumeist leicht auf. Auch Essigsäure wirkt auf Allophan wesentlich stärker als auf Kaolin. 5 g lufttrockenen Allophans von Ohio, dessen Untersuchung Herr Geheimrat LIEBISCH liebenswürdigerweise ermöglichte, wurden von Herrn VAN DER LEEDEN mit 800 ccm Normalessigsäure geschüttelt. Nach acht Tagen enthielt die trübe, nicht zu klärende Lösung 0,1418 g SiO_2 und 0,3523 g Al_2O_3, d. i. 2,9 bzw. 7 Proz. der angewandten Trockensubstanz. Die Zusammensetzung der gelösten Substanz bleibt innerhalb der Allophangruppe. Die künstlich hergestellten Allophantone werden nach meiner Feststellung auch durch Kohlensäure zerlegt, woraus ich schließe, daß hier nicht die gleiche Bindung zwischen Tonerde und Kieselsäure besteht wie in der Gruppe der Feldspatresttone. Ebenso wirkt auch Sodalösung zersetzend ein.

In optischer Beziehung sind die Allophantone wie die amorphen Feldspatresttone isotrop, ev. ist Spannungsdoppelbrechung zu beobachten. CORNU scheint bei den Allophantonen auch Wabenstruktur gefunden zu haben, was ebenfalls für ihre Kolloidnatur sprechen würde.

III. Verwandtschaft der Allophantone mit den Zeolithen. CORNU (a. a. O.) betrachtet als die krystalloiden Ausbildungen der kolloiden Tone Kaolinit, Newtonit, Anauxit, Pyrophyllit, Gümbelit, Talcosit und die kalihaltigen Agalmatholith, Hygrophilit, Bravaisit und Pinitoid. Unter diesen sind Pinitoid, Hygrophilit, Agalmatholith als Feldspatzersetzungprodukte mit dem Kaolinit zu den Feldspatresttonen zu zählen. Bravaisit wird von HINTZE auch dahin gerechnet. Newtonit, Anauxit, Pyrophyllit und Gümbelit werden von Säuren leicht zersetzt, sie gehören also wohl zu den Allophantonen; aber ihre Krystallform ist zum mindesten nicht sicher festgestellt. Talcosit ist

mir seinem chemischen Verhalten nach unbekannt. Die wenigsten dieser seltenen Mineralien sind übrigens von mehr als einem Fundort bekannt.

Dagegen scheinen mir die Zeolithe eine beträchtliche Verwandtschaft zu den Allophantonen zu besitzen.

DÖLTER[1]) hat aus Lösungen von Salzen, die Kieselsäure, Tonerde, kohlensauren Kalk und kohlensaures Natron enthielten, in verschlossenen Röhren bei einer Temperatur von 130—190° C krystallisierte Zeolithe, namentlich Analcim, Heulandit, seltener Chabasit, dargestellt. Bei gewöhnlicher Temperatur und im unverschlossenen Gefäße erhält man aus diesen Substanzen die Allophantone. Dieser Versuch legt nahe, die Allophantone als den kolloiden Zustand der Zeolithe zu betrachten. Nicht wenige gemeinsame Eigenschaften verstärken diesen Eindruck. Die Löslichkeit in Salz- und Schwefelsäure ist die gleiche; Kohlensäure zersetzt auch die Zeolithe, und zwar, wie GLINKA am Thomsonit nachwies. unter Fortführung von Kieselsäure (in gleicher Weise werden gewiß viele Silikate zersetzt, aber das Fehlen dieser Eigenschaft wäre bemerkenswert). In ihrer Zusammensetzung sind die Zeolithe recht schwankend, wohl stärker als unter Silikaten im allgemeinen vorkommt. Aber ein wichtiger Unterschied von den Allophantonen ist der, daß $\frac{Al_2O_3}{SiO_2} > \frac{1}{2}$ nicht bekannt geworden ist. Der Wassergehalt verhält sich bei den Zeolithen ja bis zu einem gewissen Grade wie bei den Gelen. Manche Zeolithe, besonders stark z. B. Chabasit, Heulandit (Stilbit), Desmin, weniger z. B. Analcim und Natrolith, zeichnen sich dadurch aus, daß sie ihren Gehalt namentlich an Alkalien und alkalischen Erden schnell und fast vollständig gegen andere Basen austauschen. Gemessen wird dieser Austausch mit Chlorammoniumlösung und durch Bestimmung des aufgenommenen Stickstoffs. Eine gewisse geringe Austauschfähigkeit kommt vielen Mineralien zu[2]). Aber charakteristisch für die Zeolithe ist die Schnelligkeit und Stärke ihres Austausches. Auch der Ackerboden zeigt einen schnellen und starken Basenaustausch. Da man als Träger dieses Austausches den in Salzsäure löslichen Kieselsäure- und Tonerdegehalt erkannte[3]), so hat man angenommen, daß die Zeolithe den Basenumtausch im Boden

[1]) DÖLTER: Über die künstliche Darstellung und die chemische Konstitution der Zeolithe. N. Jahrb. Min. 1890, I, S. 118—139.

[2]) Vgl. GLINKA: a. a. O., Kap. V.

[3]) Vgl. GANS: Jahrb. d. Geol. Landesanst. 1905, S. 179.

bewirkten. Auch heute noch hält man vielfach daran fest, obwohl krystallisierte Zeolithe nie im Ackerboden beobachtet sind, auch nicht darin vorkommen können, da sie leicht verwittern[1]) und dabei in Allophantone übergehen. Einen gleich starken Basenaustausch zeigen aber die sogenannten zeolithischen Silikate von GANS[2]), die ihrer Entstehung nach z. T. nichts anderes sind als die gemengten Gele (nach VAN BEMMELEN Adsorptionsverbindungen) von Tonerde und Kieselsäure, und zwar bei gewöhnlicher Temperatur auf wäßrigem Wege durch Zusammengießen von alkalischen Tonerde- und Kieselsäurelösungen als Gallerte entstanden. Die aus saurer Lösung gefällten zeigen den Basenaustausch nur schwach, werden aber durch Behandeln mit Alkali ebenfalls stark austauschend. Der auf dem Schmelzwege hergestellte, technisch so wertvolle Permutit von GANS, zeigt zwar die starke Austauschfähigkeit. Ich bin aber nicht sicher, ob man ihn den Allophantonen zurechnen kann. Auch der natürliche Allophan scheint starken Basenaustausch zu zeigen. Der obenerwähnte Allophan von Ohio gab nach einer Untersuchung von Herrn VAN DER LEEDEN bei zweitägigem Schütteln mit der KNOPschen Chlorammoniumlösung die Hälfte seines 1,62 Proz. betragenden Kalkgehaltes an die Lösung ab und nahm Ammoniak auf.

Wenn die Glieder der Allophantonreihe den Austausch der Basen vermitteln und die gleiche Eigenschaft des Ackerbodens an in Salzsäure leicht lösliche Tonerde und Kieselsäure in nicht krystallisierter Form gebunden ist, dann ist der Schluß berechtigt, daß die Bodenzeolithe die kolloidale Modifikation der krystallisierten Zeolithe, d. h. die Allophantone, sind.

Herr Dr. VAN DER LEEDEN im Mineralogischen Institute der Universität Berlin hat die weiteren experimentellen Untersuchungen zur Trennung der beiden Tonmineralformen und zur Feststellung ihrer Verbreitung in den Tongesteinen auf meine Veranlassung begonnen.

---

[1]) Vgl. CORNU: Über die Paragenese der Mineralien, bes. der Zeolithe. Öst. Zeitschr. Berg- u. Hüttenwesen **1908**, Nr. 8; auch GLINKA: a. a. O., Kap. V.

[2]) Vgl. GANS: Jahrb. d. Geol. Landesanst. 1905, S. 179.

10. Bemerkungen zu Prof. JOHANNES FELIX: „Über eine untertertiäre Korallenfauna aus der Gegend von Barcelona.“[1])

Von Herrn PAUL OPPENHEIM.

Gr.-Lichterfelde b. Berlin, den 5. Februar 1910.

Herr Prof. FELIX hat im verflossenen Jahre in den Palaeontographica Untersuchungen über alttertiäre Korallen der Umgegend von Barcelona publiziert, welche wie alles, was sich auf dieses teilweise recht stiefmütterlich behandelte Thema bezieht, gewiß sehr dankenswert und von besonderem Interesse sind, zumal für diejenigen, welche, wie der Verfasser dieser Zeilen, auf dem gleichen Gebiete schon des wiederholten tätig zu sein Veranlassung hatten. Beim Durchblättern der mir von dem Verfasser freundlichst übermittelten Arbeit stieß ich auf einige die von mir aufgestellte *Goniaraea octopartita* betreffende Bemerkungen, welche den porösen Charakter dieser Koralle anzweifeln und die Form lieber zu *Astrocoenia*, und zwar in die Nähe der *A. aegyptiaca* FELIX, gestellt sehen wollten. Dies war für mich die Veranlassung zu einer erneuten Durchsicht meines eigenen Materials von dieser Art und zur Übermittlung desselben an den Leipziger Forscher, welcher dann seinerseits mir gegenüber brieflich unumwunden seine Bedenken zurückzog und mich gleichzeitig einlud, einige Bivalven und Echiniden, welche er nachträglich von Herrn GREBEL in Genf aus den korallenführenden Horizonten der Casa Llucia erhalten habe, einer Untersuchung und Bestimmung zu unterwerfen. Ich habe diese Aufforderung gern akzeptiert und werde weiter unten darüber berichten. Gleichzeitig habe ich mich bemüht, über die genaue Lage des Fundpunktes zu einer Klarheit zu kommen. FELIX war es nicht gelungen, die Fundpunkte „Casa Llucia“ und „Antigua ciudad de Jespus“ in der geologischen Beschreibung der Provinz Barcelona von MAURETA und THOS Y CODINA[2]) aufzufinden, und ich hatte

---

[1]) Palaeontographica **56**, 1909, S. 113 ff.

[2]) Ich weiß nicht, ob es sich hier um 2, wie FELIX annimmt, oder 3 Autoren, wie ich glaube, handelt. Nach meinem Lexikon bedeutet das y nur „und“, danach würde ich auf 3 Autoren schließen. Das Werk, welches für die hier behandelte Frage belanglos zu sein scheint, liegt mir nicht vor.

zuerst den gleichen Mißerfolg mit dem grundlegenden Werke von CAREZ[3]), obgleich mir das ungefähre Niveau der korallenführenden Schichten aus diesem einigermaßen klar war. Ich nahm dann Veranlassung, an Herrn Chefingenieur LOUIS M. VIDAL in Barcelona zu schreiben, und erhielt von diesem Herrn, mit welchem seit Jahren in erfreulichen Beziehungen zu stehen ich mir zur Ehre schätze, eine genaue Aufklärung. Die beiden von FELIX angegebenen Fundpunkte, deren Namen heute in dem Gebiete nicht mehr angewendet werden, liegen in der Nähe des Dorfes Castelloli in der Umgegend von Igualada. Beide Punkte werden auf der das Werk von CAREZ begleitenden geologischen Karte der spanischen Pyrenäen, und zwar auf der den östlichen Abschnitt behandelnden Tafel III, auf dem südwestlichen Abhang des Mont-Serrat im WNW von Barcelona eingezeichnet, der erstere auch in der von VIDAL angewandten Orthographie, der zweite als Castel-Oli. Beide liegen auf e 2, den „Marnes à *Serpula spirulaea* et *Orbitolites*", was dem Mergelkomplex mit Orbitoiden, d. h. Orthophragminen, des Priabonahorizontes, entsprechen würde. Auf dem Profile, welches CAREZ, a. a. O., S. 164, von Igualada zum col de Bruch auf Fig. 33 gibt, ersieht man einmal die sehr bedeutende Mächtigkeit dieser blauen Mergel und auf S. 163, daß diese sich in ausgesprochen diskordanter Lagerung („en stratification franchement discordante") auf die Kalke mit *Nummulites perforata* auflegen, wie dies auch auf Fig. 32 gezeichnet ist. Man sieht aber gleichzeitig, daß diese blauen Mergel, und zwar gerade oberhalb Castel-Oli, noch von einer Reihe von Schichtsystemen überlagert werden, als welche CAREZ aufführt in aufsteigender Reihenfolge:

Nr. 3. Calcaire à *Pecten*, aus welchen er *Ostrea gigantea?*, *Spondylus cisalpinus* AL. BRONG. und zahlreiche Crassatellen aufführt, dann

Nr. 4. Marnes à *Cyclolites Borsonis* MICH. mit *Voluta Bezançoni* BAY. und *Natica sigaretina* DESH., dann

Nr. 5. Calcaire à Polypiers,

Nr. 6. Calcaire à Cérithes mit einem *Campanile*, welches mit *Cerithium giganteum* nicht identisch sein soll, und endlich

Nr. 7 die mächtigen, mehr als 1000 m an Mächtigkeit gewinnenden Konglomerate, welche die ganze Masse des Mont-Serrat zusammensetzen, und deren Identität mit dem Poudingue

---

[3]) Étude des Terrains crétacés et tertiaires du nord de l'Espagne. Paris 1881.

de Palassou des nördlichen Pyrenäenrandes wohl ganz zweifellos ist[1]).

Daß dieses letztere Schichtenglied, die Konglomerate, bereits dem unteren Oligocän angehört, dürfte ebenfalls keinem Zweifel unterliegen. Ebenso klar dürfte aber sein, daß die darunterliegenden, sehr mannigfaltigen Absätze in der Gesamtheit dem Schichtensysteme entsprechen, das zumal an dem Steilufer von Biarritz so typisch und schön aufgeschlossen ist. Es dürfte also wohl gänzlich den Priabonaschichten in meiner Fassung angehören. Wie hier die Beziehungen zu den nordeuropäischen Absätzen zu suchen sind, möchte ich an dieser Stelle nicht von neuem eingehender diskutieren, nachdem in den letzten Jahren von französischer und italienischer Seite so viel Material zur Klärung dieser Frage herbeigebracht worden ist. Ich möchte nur darauf hinweisen, daß mir, ohne dadurch meine vollständige Übereinstimmung festlegen zu wollen, am sympathischsten die Stellung ist, welche Herr BOUSSAC letzthin bei der Besprechung des Profils von Biarritz dieser Frage gegenüber eingenommen hat[2]).

Um nun von dieser kleinen generellen Abschweifung auf unsern Spezialfall, das Profil von Castel-Oli und die in ihm enthaltenen Korallen, zurückzukommen, so steht für mich fest, daß die Provenienz dieser Korallen in jedem einzelnen Falle ermittelt werden müßte, da CAREZ (a. a. O., S. 163 unten) schon an der Basis der blauen Mergel bei Pobla de Claramunt Monbuy riesenhafte Korallenstöcke angibt, und weiter aus Nr. 4 den *Cyclolites Borsonis* MICH., also entweder *Cycloseris Perezi* MILNE EDW. und HAIME[3]) oder eine verwandte Form, wie sie deren auch FELIX in seiner Monographie beschreibt. Die große Mehrzahl der bei FELIX behandelten Korallen scheint aber aus Nr. 5, d. h. aus demjenigen Horizonte zu stammen, welcher sich nach oben fast an die Konglomerate anschließt, von denen er nur durch einen sehr harten, grauen Kalk mit riesigen Cerithien von 20 m Mächtigkeit getrennt ist. Es wird hier schon von CAREZ eine Reihe von sehr charakteristischen Formen zitiert, welche sich auch bei FELIX finden, so der

---

[1]) Vgl. über diesen u. a. VIGUIER: Note sur la position du Poudingue de Palassou. B. S. G. F. (III) XIV, Paris 1885—86, S. 582 ff. — DE ROUVILLE: Note sur le poudingue de Palassou. Ibidem, S. 584 ff. — Abbé POUËCH: Réponse aux observations de M. VIGUIER et M. DE ROUVILLE, à propos des Poudingues de Palassou. B. S. G. F. (III) XV, 1886—87, S. 199 ff.

[2]) Note sur la succession des faunes nummulitiques à Biarritz. B. S. G. F. (IV) VIII, Paris 1908, S. 237 ff.

[3]) Histoire naturelle des Coralliaires III, S. 52. Paris 1860.

Trochocyathus van den Heckei M. EDW. et HAIME, *Placosmilia strangulata* D'ACH. und *Leptaxis bilobata* MICH., wobei natürlich die generischen und teilweise auch die spezifischen Namen bei beiden Autoren wechseln, man aber aus dem Zusammenhange klar erkennt, daß es sich um dieselben Formen handelt. Es ist also um so interessanter, daß sich in diesem hohen Niveau neben typisch eocänen Formen eine Reihe von Arten findet, welche wir sonst nur im Oligocän in den Schichten von Sangonini und Castel Gomberto zu finden gewohnt sind, und als deren charakteristischste ich nach FELIX hervorheben möchte die *Litharaea rudis* REUSS, *Astraeopora decaphylla* REUSS, *Mycetoseris hypocrateriformis* MICH., *Hydnophyllia bicarenata* REIS und eine Reihe von weiteren Hydnophyllien.

Die mir von Herrn FELIX übergebenen, nach der Angabe des Sammlers aus den gleichen Schichten stammenden Fossilien umfassen 3 große Bivalven und 4 kleine Echiniden. Was die ersteren anlangt, so sind sie restlos auf die allbekannte *Cardita imbricata* LK. des Pariser Eocäns zurückzuführen, welche eine ebenso bedeutende horizontale wie vertikale Verbreitung besitzt. Sie ist nicht nur im Angloparisер Becken reich vertreten, sondern findet sich auch im südlichen Eocän, wo sie am nördlichen Alpenrande[1]) (Kressenberg), wie in der Umgegend von Nizza, wie in Venetien, z. B. in Roncà und San Giovanni Ilarione, sehr häufig ist und bis nach Kleinasien vordringt. Vertikal reicht sie mit aller Sicherheit bis in den Gombertohorizont hinein, aus welchem sie mir wie schon THEODOR FUCHS in typischen Stücken vorliegt[2]). Es ist also eine sehr langlebige und darum für die Horizontierung leider wenig brauchbare Type. Was die Echiniden anlangt, so möchte ich 3 von ihnen, obgleich sie ziemlich verdrückt und teilweise der Schale beraubt sind, um so mehr auf den allbekannten *Ditremaster* nux DESOR[3]) zurückführen, als mir einmal vollständig entsprechende Stücke schon aus früheren Zusendungen des Herrn VIDAL von S. Elena de Amer aus der Provinz Gerona vorliegen, und außerdem auch Herr LAMBERT in seiner vorzüglichen Monographie der fossilen Echiniden der Provinz Barcelona[4]) diese Type gerade

---

[1]) FRAUSCHER: Das Untereocän der Nordalpen. Denkschr. der Wiener Akademie, M.-N. Kl. 1886, S. 37 ff.; vgl. S. 109.

[2]) Vgl. meine Bemerkungen in dieser Zeitschr. 1900, S. 272.

[3]) Vgl. meine „Revision der tertiären Echiniden Venetiens und des Trentino, unter Mitteilung neuer Formen" in dieser Zeitschr. 1902, S. 224.

[4]) Vgl. „Description des Échinides fossiles de la province de Barcelone" in Mém. de la Soc. géol. de France 1902, S. 41.

aus der Umgegend von Igualada mit dem Bemerken zitiert, daß die Individuen von dort etwas abgerieben seien („sont un peu frustes"). Auch diese Form ist leider nach meinen bisherigen Untersuchungen[1]) vertikal wie horizontal äußerst verbreitet und geht nach meiner Auffassung wie nach Annahme von COTTEAU durch das ganze Eocän, wenngleich sie wohl in den Priabonaschichten zu kulminieren scheint. Der letzte kleine Echinidenrest ist ein typisches *Cyphosoma* oder vielmehr ein Fragment eines solchen und entspricht leider nicht den bisher von LAMBERT aus der Provinz Barcelona von dieser Gattung mitgeteilten Formen. Er hat zwar eine unleugbare Ähnlichkeit mit *Coptosoma Haimei* DESOR bei LAMBERT, unterscheidet sich aber durch zartere und kleinere Stachelwarzen wie durch die fast ausschließliche Zusammensetzung der ambulacralen Großplatte aus nur 5 Teilen. Ich möchte diese Form auf die Art zurückführen, welche LAUBE seinerzeit als *Cyphosoma pulchrum* beschrieben hat, und mit einem Fragment identifizieren, welches ich selbst in meiner Revision auf S. 174, Textfig. 7—8, aus den Tuffen von San Giovanni Ilarione beschrieben und abgebildet habe. Es ist dies auch eine Form, welche aus dem Horizonte von San Giovanni Ilarione, d. h. aus typischem Mitteleocän, bis in die Priabonaschichten heraufreicht[2]).

Ich habe natürlich nicht umhin können, nachdem ich mich dem von FELIX eingehender behandelten und für mich so interessanten Thema näher zugewendet hatte, auch die Detailuntersuchungen des Autors eingehender zu prüfen, und

---

[1]) Vgl. meine „Priabonaschichten", Palaeontographica, Bd. **47**, 1901, S. 107, und „Revision der venetianischen Echiniden" S. 224.

[2]) Ich ersehe nach der Niederschrift dieser Zeilen, daß P. DE LORIOL 1905 in seinen „Notes pour servir à l'étude des Echinodermes" (II) 3, S. 4 (120), T. I, Fig. 2, von dem gleichen Fundpunkte der Umgegend von Barcelona, Antigua ciudad de Jespus, ein *Coptosoma armatum* beschrieben und abgebildet hat, zu welchem möglicherweise das mir vorgelegte, inzwischen bereits an Herrn FELIX zurückgesandte Fragment gehören könnte. Zu näheren Vergleichen bin ich augenblicklich nicht mehr in der Lage und muß es mir aus dem gleichen Grunde versagen, festzustellen, in welchem Verhältnis dieses *Coptosoma armatum* steht zu *C. pulchrum* LAUBE, mit welchem es P. DE LORIOL nicht verglichen hat. Über die äußerst geringfügigen Unterschiede zwischen Cyphosoma und Coptosoma, welche nur in dem Fehlen der Verdopplung in den Ambulacralporen in der Nähe des Apex und in etwas gröberer Miliarskulptur bei der letzteren Gattung bestehen, wolle man DESORS Synopsis, S. 86 u. 91, vergleichen. Nach COTTEAU: Echinides tertiaires in der Paléontologie française a. a. S. 486 ff. gibt es überhaupt keine typischen Cyphosomen im Tertiär, und würden aus dieser Formation nur Coptosomen vorliegen.

bin dabei für eine Reihe von Formen zu abweichenden Ansichten gelangt, welche ich im folgenden dem wissenschaftlichen Publikum nicht vorzuenthalten mich für verpflichtet ansehe. Diese Betrachtungen mögen in Anlehnung an die spezielle Beschreibung der Arten bei FELIX hier folgen und zugleich den Schluß dieser meiner Mitteilung ausmachen.

Actinacis delicata REUSS. S. 118.

Neben der Art, welche FELIX zum Vergleiche heranzieht, kommen hier noch andere sehr nahestehende und im Niveau besser passende Formen in Betracht, so die *A. cognata* mihi, welche ich aus dem Mitteleocän von Cormons beschrieben habe[1]), und eine weitere Form, welche ich aus den Priabonaschichten von Prečista in Mazedonien angab[2]). Ich möchte gleich hier darauf hinweisen, daß diese von mir kurz behandelte mazedonische Fauna, welche FELIX anscheinend entgangen ist, die allerinnigsten Beziehungen zeigt zu derjenigen um Barcelona, und dies trotz der so beträchtlichen geographischen Entfernung. Hier in Prečista ist nicht nur die Korallenfauna aus oligocänen und eocänen Elementen gemischt, sondern es findet sich das gleiche bei den Mollusken, worüber ich a. a. O., S. 155 dieser Zeitschr., nachzulesen bitte.

Goniaraea octopartita OPPENH. S. 118, 119.

Diese Form wird, was FELIX entgangen ist, von mir bereits in ihrer ursprünglichen Beschreibung[3]) aus der Mokattamstufe von Bir-el-Fachm in Ägypten angegeben und später von mir[4]) aus Prečista in Mazedonien zitiert. Daß sie zu den perforaten Korallen gehört, wie ich stets behauptete, davon hat sich Herr FELIX, wie er mir jetzt schreibt, an der Hand meiner Stücke überzeugen können. Nicht nur ist das ganze Korallenskelett fein porös, sondern es finden sich auch einzelne größere Löcher in den Septen und zumal in der Columella. Eine gewisse Ähnlichkeit mit Astrocoenien ist gewiß vorhanden, und ich zweifle auch nicht, daß ein Teil

---

[1]) Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns, Bd. XIII, Wien 1901, S. 182, Taf. XII, Fig. 7; Taf. XIV, Fig. 5.

[2]) „Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Balkanhalbinsel" in dieser Zeitschr. 58, 1906, S. 153.

[3]) Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns, S. 201, Taf. XVI, Fig. 11; Taf. XVII, Fig. 4—4a.

[4]) a. a. O., diese Zeitschr., S. 153.

dessen, was FELIX seinerzeit[1]) als *A. aegyptiaca* beschrieben und abgebildet hat, meiner *Goniaraea* zufallen dürfte. Soweit ich mich entsinnen kann, existiert aber in Ägypten neben der *Goniaraea* auch eine *Astrocoenia*, so daß beide Arten Existenzberechtigung hätten. Sollte ich mich darin täuschen, so wäre mein Speziesname *octopartita* naturgemäß einzuziehen und durch die FELIXsche Bezeichnung *aegyptiaca* zu ersetzen. Ich würde dann aber auch keinen Anspruch darauf machen, als Autor dieser neuen Art zu figurieren, weil ich ihre richtigere generische Bezeichnung aufgefunden hätte. Ich würde dies hier nicht hervorheben, wenn ich nicht prinzipiell meinen Standpunkt hierin im Gegensatze zu FELIX dahin präzisieren möchte, daß die Aufstellung einer neuen Art dem Entdecker ein ewiges und unverkümmerbares Recht gewährt allen Schwankungen der Nomenklatur gegenüber, denn die Schöpfung eines neuen Begriffes aus dem Chaos der Erscheinungen ist und bleibt die eigentliche Tat und das Grundlegende. FELIX kommt in seiner Arbeit, wie schon früher in seiner Monographie der Gosaukorallen[2]), auf das alte Prinzip zurück, demjenigen die Art zuzuerkennen, welcher sie in diejenige Gattung gestellt hat, die er als die systematisch passende anerkennt. Das ist der Standpunkt vieler alter Autoren, besonders D'ORBIGNYS, und hat seinen praktischen Übelstand darin, daß es die so häufig notwendigen Forschungen über die Entstehung des entsprechenden Artbegriffes natürlich äußerst erschwert; es ist aber auch gewissermaßen, moralisch betrachtet, eine Ungerechtigkeit und ein Undank gegen denjenigen, welcher den Begriff ursprünglich erschaffen hat und führt außerdem zu einem beständigen Wechsel, da über die generischen Zusammenhänge der Formen naturgemäß viel schwieriger eine Einigung unter den Forschern herzustellen sein wird als über den Begriff der Art, welcher, wenn er auch in sich unnatürlich sein dürfte, dennoch als Funktion unseres menschlichen Denkens wohl eine allgemeine Geltung beanspruchen darf, wenn er ursprünglich richtig geprägt wurde[3]).

---

[1]) Diese Zeitschr. 1884, S. 432 u. besonders 438, Taf. IV, Fig. 5—6.

[2]) Die Anthozoen der Gosauschichten in den Ostalpen. Palaeontographica **49**, 1903, S. 163 ff.

[3]) Ich freue mich, hier hervorheben zu können, daß sich neuerdings Herr G. F. DOLLFUS in COSSMANNS Revue critique de Paléozoologie 1910, S. 61, bei Gelegenheit seines Referats über die uns hier beschäftigenden Untersuchungen von J. FELIX in demselben Sinne und fast mit den gleichen Worten geäußert hat! —

Dendracis Haidingeri REUSS. S. 120.

Die *Dendracis*-Arten bedürfen wohl einer neueren Revision, welche sich auf den Typus der von MILNE EDWARDS und HAIME aufgestellten Gattung, die *D. Gervillii* DEFR. aus dem Eocän des Cotentin, mit zu erstrecken haben wird. Ich mache hier nur darauf aufmerksam, daß MILNE EDW. und HAIME selbst neben dieser *D. Gervillii*[1]) auf S. 162 eine *Madrepora Gervellii* angeben, der sie eine, wenn auch kurze, Beschreibung widmen, und welche ebenfalls aus Hauteville im Cotentin stammen soll. Für beide Formen wird dasselbe Zitat bei DEFRANCE und dieselbe Abbildung bei MICHELIN[2]) angegeben. Das merkwürdigste ist, daß beide im Index S. 525 als *Madrepora Gervillii* nebeneinander zitiert werden, so daß also hier die Schreibweise *Gervellii* noch klarer als Druckfehler hervortritt. Es scheint schon hieraus hervorzugehen, daß bei der Aufstellung der neuen Gattung *Dendracis* von den beiden Autoren nicht mit derjenigen Sorgfalt verfahren wurde, welche zwar in solchen Dingen Pflicht ist, deren Fehlen aber bei einer so gewaltigen Arbeitsleistung wie der dort vorliegenden verziehen werden kann. In Wirklichkeit ist es schwer, bei großen Materialien, wie sie mir aus dem Eocän des Cotentin vorliegen, Zweige der *Dendracis Gervillii* in allen Fällen von verwandten Madreporen zu unterscheiden, wie denn überhaupt eine neue Bearbeitung der teilweise nur sehr ungenügend bekannten Korallenreste des Pariser Beckens und seiner Nachbargebiete eine sehr dankenswerte Aufgabe sein dürfte. Ich habe die Materialien zu einer derartigen Studie seit Jahren in Händen, weiß aber nicht, ob ich bei meiner vielseitigen Inanspruchnahme noch zu ihr gelangen dürfte.

Cycloseris patera FEL. S. 121.

Daß FELIX die von ihm auf Taf. XII, Fig. 9—11 dargestellte Type mit der MENEGHINIschen Art identifiziert, ist mir um so unverständlicher, als er augenscheinlich doch die ganze diese Form behandelnde und von mir sowohl in dieser Zeitschr. 1899, S. 217 ff., wie in den Priabonaschichten S. 56 und ff., wie ich glaube kritisch, zusammengestellte und verarbeitete Literatur kennt. Seine Type von Barcelona könnte mit demselben Recht zu einer ganzen Reihe von *Cyclolites*- oder *Cyclo-*

---

[1]) Histoire naturelle des Coralliaires III, S. 169, Taf. E 3, Fig. 1.
[2]) Iconographie zooph., S. 165, Taf. XLV, Fig. 8.

seris-Arten gezogen werden. Ob man diese Type generisch zu *Cyclolites* oder zu der in ihrer Geltung für mich sehr zweifelhaften Gattung *Cycloseris* MILNE EDW. und HAIME rechnet, ist Geschmackssache, da beide Begriffe sehr ineinander übergehen. Mit der Anheftungsstelle können wir nicht operieren, da auch in der Gattungsdiagnose von *Cycloseris* bei MIILNE EDWARDS und HAIME deutlich zu lesen ist[1]: libre et sans traces d'adhérence, und für die französischen Autoren der Hauptunterschied zwischen beiden Gattungen im Vorhandensein oder Fehlen der Epithek liegt. Aber auch dieser Charakter schwankt einigermaßen. Es bleibt nur das Vorhandensein von deutlichen Traversen bei *Cyclolites* übrig, und dieses hängt sicherlich mit dem größeren Höhenwachstum der cretacischen Form zusammen. Hingegen ist der poröse Charakter des Septums bei beiden Gattungen der gleiche. Was indessen die spezifischen Charaktere anlangt, so ist *Cycloseris patera* MENEGH. eine durch die eigenartige Verschnörkelung ihrer Septen, wie dies zuerst von ORTMANN und später auch von mir[2] gut dargestellt wurde, ihre zahlreichen, in der Größe sehr wenig unterschiedenen Septen und ihre dichte Epithek gut charakterisierte Art, und es ist unmöglich, bei Vergleich der FELIXschen Figur z. B. mit der meinigen[3] oder derjenigen bei REUSS[4] diese Unterschiede nicht sofort zu sehen. Die von FELIX besprochene und abgebildete Type steht der *Cycloseris Perezi* MILNE EDW. und HAIME[5] = *Cycloseris Borsonis* MICH.[6] ex parte außerordentlich nahe, und gerade das von FELIX beobachtete Hervorragen und die Verdickung der Primärsepten wird für die Art von Nizza von MILNE EDWARDS und HAIME als charakteristisch angegeben. Ich glaube daher kaum, daß die Art von Barcelona von dieser letzteren zu trennen sein dürfte.

---

[1] Histoire naturelle des Coralliaires III, S. 49.

[2] Priabonaschichten, Taf. XXI, Fig. 3a.

[3] a. a. O., Taf. XXI, Fig. 3—3b.

[4] Paläontologische Studien über die älteren Tertiärschichten der Arlpen (I—III aus Denkschr. d. Wiener Akad. 1868—73), III, T. XLI, Fig. 2—3.

[5] Histoire naturelle des Coralliaires III, S. 52.

[6] Icon. zooph., S. 266, Taf. LXI, Fig. 2 (non MICH., Taf. VIII, Fig. 4 ibidem).

Stylocoenia emarciata M. Edw. und Haime. S. 125.

Über die großkelchige *Stylocoenia* aus San Giovanni Ilarione, welche Felix, a. a. O., S. 126, als *Styloc. macrostyla* Reuss aufführt, habe ich mich in den Beiträgen zur Paläontologie Österreich-Ungarns, XIII S. 222, verbreitet und diese im Unterschiede zu der ungarischen Eocänart, welcher der Name *Styloc. macrostyla* Reuss zu verbleiben hat, *Styloc. Reussi* mihi genannt. Ebenso habe ich über diese großen Stylocoenien mich in meiner Bearbeitung der bosnischen Eocänfaunen[1]) eingehender geäußert. Am letzteren Orte habe ich auch, S. 319 in der Anmerkung, darauf hingewiesen, daß man bei dem Eocän der Bracklesham Bay nicht an den untereocänen Londonton, sondern an mitteleocäne Sedimente zu denken habe.

Leptomussa costellata Felix. S. 126.

Es ist seltsam, daß Felix, dem nach eigenen Angaben 46 Exemplare dieser neuen Art zur Verfügung standen, sich hier darauf beschränkt hat, in Fig. 12 nur eine Außenansicht der Type zu geben, und daß man somit jedes Kelchbild vermißt. Die auf Fig. 12 a in der Vergrößerung dargestellten Rippen besitzen gar nichts Mussaähnliches und jedenfalls nichts, was an die eigenartigen verbreiterten Kämme der d'Achiardischen Gattung erinnert, und doch sind diese nach Reuss[2]) „das einzige Mittel, durch welches ihm möglich war zu erkennen, daß die in Rede stehenden Fossilreste der Gattung *Leptomussa* angehörten". Ich glaube auch aus diesem Grunde nicht, daß Felix seinerzeit[3]) die *Coelosmilia elliptica* Reuss mit Recht zu *Leptomussa* gezogen hat. Viel eher möchte man bei der Type von Barcelona an *Trochosmilia Panteniana* Cat. denken und an die Formen, welche Reuss a. a. O.[4]) davon abtrennt, und von welchen z. B. die *Trochosmilia varicosa* Reuss[5]) in der Berippung zweifellos mehr Ähnlichkeit besitzt als die *Leptomussa*-Gestalten. Nach Felix'[6]) erstem Aufsatze von 1885 würde diese *T. Panteniana* Cat. übrigens mit Einschluß von *Trochosmilia varicosa* Reuss ebenfalls zu den Lithophylliacaeen, und zwar zu *Leptophyllia*, zu rechnen sein. Inzwischen hat

---

1) Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanst. 1908, S. 322.
2) Paläontolog. Studien II, S. 24.
3) Diese Zeitschr. 1885, S. 386 ff.
4) Paläontolog. Studien II, S. 21–22.
5) a. a. O., Taf. XVII, Fig. 4—5.
6) Diese Zeitschr. 1885, S. 402.

sich der Autor allerdings mit wohl sämtlichen anderen Forschern auf diesem Gebiete überzeugt, daß *Leptophyllia* REUSS wegen ihres trabekulären Septalaufbaus und des Vorhandenseins von Synaptikeln zu den Fungiden in die Nähe von *Cyclolites* gehört. Vgl. darüber seine Untersuchungen über die Gosaukorallen, S. 200 ff.

Pattalophyllia cyclolitoides BELL. S. 127.

Ich glaube, daß dieser Form auch anzuschließen ist, was FELIX 1885[1]) als *Leptaxis expansa* von San Giovanni Ilarione beschrieben hat. Vielleicht gehört sogar der *Smilotrochus undulatus* FELIX[2]) von 1885 ebenfalls hierher.

Pattalophyllia bilobata MICH. S. 129.

Wie ich in den Priabonaschichten[3]) bewiesen zu haben glaube, gehört das, was D'ACHIARDI seinerzeit als *Trochocyathus van den Heckei* JUL. HAIME aus den blauen Mergeln von Possagno angeführt hat, zu einer *Pattalophyllia*, welche der häufigeren *P. subinflata* CAT. ziemlich nahesteht, und welche D'ACHIARDI an derselben Stelle *P. costata* D'ACH. getauft hat. Da FELIX von seiner Type alle Merkmale des Genus *Pattalophyllia*, so die *Pseudopali* und den in zierliche Kerben zerschnittenen Oberrand, angibt, so kann es wohl kaum zweifelhaft sein, daß seine Type von Barcelona in die Synonymie der *P. costata* D'ACH. zu fallen hat. Damit hat sie aber mit dem *Trochocyathus van den Heckei* BELL. nicht das geringste zu tun. Dieser ist, wenigstens soweit es das Vorkommnis von Nizza anlangt, nur ein in Teilung begriffenes Exemplar der *Trochosmilia alpina* MICH.[4]). Wie wenig der *Trochocyathus van den Heckei* überhaupt eigentlich als Artbegriff verdient ernst genommen zu werden, hat wohl am schärfsten DUNCAN[5]) seinerzeit ausgesprochen, wenn er folgendermaßen schreibt: „But J. HAIME, whilst noticing the existence

---

1) Diese Zeitschr., S. 384, Taf. XIX, Fig. 3.
2) Ebenda, S. 383, Taf. XIX. Fig. 4.
3) a. a. O., S. 59, Textfig. 3.
4) Man vergleiche hierüber, was ich in Beiträgen zur Paläontologie Österreich-Ungarns XIII, S. 150, darüber sehr eingehend niedergelegt habe.
5) „Sind fossil corals und *Alcyonaria*.“ Palaeontologica Indica, Memoirs of the geological Survey of India, Ser. XIV, Calcutta 1880, S. 105.

of this well-known form at La Palarea, near Nice, writes that he has never seen a specimen from France or Sind that presented the columella and pali sufficiently to diagnose the form satisfactorily . . . . In fact, it is not a good species; and any bilobate, costulate coral, with its calice filled up, may be called *Trochocyathus van den Heckei*, and of course very unsatisfactorily.“ Ich hatte an diesen Ausspruch bereits in meinen paläontologischen Miscellaneen[1]) erinnert und habe Ähnliches auch an anderer Stelle niedergelegt. Die ganze neue Nomenklatur, welche FELIX hier aufbaut, hat daher, wenigstens sicher für den *Trochocyathus van den Heckei* BELL., in Wegfall zu kommen.

Pattalophyllia dilatata FELIX. S. 129.

Bei dieser Form fehlt mir jeder Beweis, daß die kleineren in Fig. 5—6 dargestellten Exemplare mit dem großen Original von Fig. 7—8 irgendwie näher zusammenhängen. Nach den Abbildungen möchte ich die kleinen Stücke unbedingt zu *Placosmilia bilobata* D'ACH. ziehen[2]). Die Ähnlichkeit ist für mich, der ich viel von der D'ACHIARDIschen Art in Händen gehabt habe, eine so vollständige, daß ich mir nicht vorstellen kann, daß die Bemerkung bei FELIX „der Oberrand der Septen ist deutlich gekerbt“ sich auf diese Stücke bezieht. Für das große hingegen kann ich das wohl glauben, denn dieses hat wiederum eine ausnehmende Ähnlichkeit mit der Art, welche REUSS[3]) als *Leptophyllia dilatata* beschrieben und welche FELIX selbst dann später eingehender betrachtet hat. Nur die große Anzahl von Septallamellen, welche die ältere Type von Barcelona anscheinend besitzt, dürfte hier einen Unterschied von der Gombertoart bilden.

Trochosmilia bilobata MICH. S. 132.

Da der Autor sich selbst mit aller Entschiedenheit gegen die Zugehörigkeit seiner Type zur Gattung *Montlivaltia* ausspricht und sie bestimmt zu *Trochosmilia* rechnet, so begreife ich seine Angabe nicht, daß „der Oberrand der Septen fein gezähnelt“ sein soll. Im übrigen wäre zu untersuchen, ob diese Form nicht ebenso wie die sehr nahestehende *Placo-*

---

[1]) Diese Zeitschr. 1891, S. 216.
[2]) Vgl. meine Priabonaschichten, S. 72, Taf. VII, Fig. 6—11.
[3]) Paläontol. Studien I, S. 13, Taf. I, Fig. 6—7.

smilia multisinuosa MICH., bei welcher sowohl D'ACHIARDI als ich selbst in zahlreichen Fällen das Vorhandensein der Achse nachweisen konnten[1]), zu *Placosmilia* gehört[2]). Beide Arten sind im übrigen im allgemeinen auf das Eocän beschränkt und mir im Oligocän nicht bekannt.

Nachschrift: Ich habe inzwischen von Herrn Prof. FELIX auf meine Bitte hin eine Reihe seiner im Vorhergehenden teilweise nicht erwähnten Typen zugesandt erhalten und gedenke demnächst über diese weitere Mitteilungen zu machen. Was meine Anmerk. 2 auf S. *129* anlangt, so habe ich zufällig letzthin in einem von JULIO BRONTÁ verfaßten Feuilleton der Voss. Zeitung, welches spanische Namen behandelt, ersehen, daß die Verbindung zweier Namen durch „y" in Spanien sehr verbreitet ist und dazu dient, die Abstammung von mütterlicher Seite neben der väterlichen zu betonen, wie dies z. B. auch in der Schweiz nicht selten ist und dort zur Bildung von Doppelnamen führt.

---

11. Die Foraminiferen und Ostracoden des Untersenons im Becken von Münster in der Übergangszone aus mergeliger zu sandiger Facies.

Von Herrn A. FRANKE.

Dortmund, den 15. Januar 1910.

Seit mehreren Jahren bin ich damit beschäftigt, die Kreidehorizonte des Münsterschen Beckens auf ihre Mikrofauna zu untersuchen. Die tonigen Schichten des Labiatus-Pläners, des Emschers, des Unter- und Obersenons haben mir reichhaltiges Material geliefert. Grünsande und feste Kalke des Cenomans und Turons, sowie Sande und Kalksandsteine des Untersenons sind dazu wenig geeignet, da sie entweder nicht schlämmbar sind oder einen im Verhältnis zum ursprünglichen Material

---

[1]) Vgl. darüber u. A. meine Bemerkungen in Beitr. zur Paläontol. Österreich-Ungarns XIII, S. 162, 173 u. vor allem 211 ff.

[2]) Wie mir Herr FELIX, dem ich mein Manuskript vor der Drucklegung eingesandt habe, brieflich mitteilt, besitzt dieser „ein großes durchgeschnittenes Exemplar dieser Form, habe darin aber keine Columella finden können. Leider habe er dies allerdings im Texte nicht erwähnt." Danach wäre also die vorliegende Type generisch von *Placosmilia multisinuosa* MICH. verschieden.

großen Schlämmrückstand hinterlassen, so daß das Aussuchen der Organismen außerordentlich mühsam und wenig lohnend wird. Meine bisherige Erfahrung hat gezeigt, daß die Mikrofauna trotz mancher in fast allen Kreideschichten auftretenden Arten wie *Cristellaria rotulata* LAM., *Cornuspira cretacea* RSS., *Gaudryina pupoides* D'ORB., *Globigerina cretacea* D'ORB., *Cytherella ovata* RÖM. usw. doch auch in jedem Horizonte einen bestimmten Charakter zeigt. — Die Arbeit des Herrn Dr. BÄRTLING über das Untersenon des Münsterschen Beckens in den Monatsberichten der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. **61**, Jahrgang 1909 veranlaßte mich, die Foraminiferen und Ostracoden des Untersenons genauer zu untersuchen. Um eine vollständige Übereinstimmung mit den von Herrn BÄRTLING unterschiedenen Horizonten herbeizuführen, habe ich die zu untersuchenden Proben nur den in der Arbeit erwähnten Aufschlüssen entnommen, nämlich: 1. graue Marsupitenmergel der I. Zone der Ziegelei ROBERT nördlich Lünen an der Landstraße nach Kappenberg; 2. graue Mergel der II. Zone dem Aufschluß bei Netteberge, Blatt Waltrop (unter dem Netteberger Sande); 3. graue Mergel mit Kalksandsteinknollen ebenfalls bei Netteberge einem Aufschlusse in einem Gehöft (über dem Netteberger Sande) und 4. die grauen Mergel der III. Zone den Lüdinghäuser Tonwerken, Ziegelei JANSSEN.

Die Mergel zeigten folgende Beschaffenheit:

1. Der graue Marsupitenmergel der I. Zone der Ziegelei ROBERT fällt beim Abbau in großen Stücken und ist deshalb eine reiche Fundstelle für Versteinerungen. Der Schlämmrückstand zeigt wenig Sand und besteht, wenn er gut gewaschen ist, fast nur aus Foraminiferen, Ostracoden und den nadelförmigen Resten von Inoceramen-Schalen. Es fanden sich 73 Foraminiferen und 6 Ostracoden.

2. Der bei Netteberge unter dem „Netteberger Sande“ liegende Mergel ist ebenfalls von blaugrauer Farbe. Der Schlämmrückstand ist ziemlich sandig und enthält viel Schwefelkies. Von den darin enthaltenen Foraminiferen sind viele Exemplare mit Schwefelkies überzogen, was denselben, besonders den Frondicularien, ein reizendes Aussehen verleiht. Es fanden sich darin zahlreiche sandige Arten. Ich konnte darin feststellen 50 Foraminiferen, 5 Ostracoden.

3. Der über dem „Netteberger Sande“ liegende Mergel mit Kalksandsteinknollen ist bedeutend heller gefärbt, fast weißgrau. Im Schlämmrückstand finden sich viele Bröckchen von Brauneisenstein. Auch hier sind viel sandige Arten zu finden. Ergebnis: 37 Foraminiferen, 5 Ostracoden.

	Graue Marsupitenmergel, I. Zone. Lünen, Ziegelei Robert	Graue Mergel, II. Zone. Unter den „Sanden von Netteberge“	Graue Mergel mit Kalksandsteinknollen. Ueber den „Sanden von Netteberge“	Graue Mergel, III. Zone. Lüdinghausen, Ziegelei Janssen
A. Foraminiferen.				
I. Fam. *Rhabdamminidae.*				
Rhizammina sp.	—	—	ns	ns
II. Fam. *Ammodiscidae.*				
Ammodiscus gordialis Park. u. Jon. .	—	ss	-	—
Cornuspira cretacea Rss.	ns	ns	s	ns
III. Fam. *Spirillinidae* vac.				
IV. Fam. *Nodosinellidae.*				
Haplostiche foedissima Rss.	ns	—	—	—
- *dentalinoides* Rss. . . .	ns	ns	ns	ns
Polyphragma variabile d'Orb. . . .	ns	s	h	s
V. Fam. *Ciliolinidae.*				
Spiroloculina sp.	s	—	—	ns
VI. Fam. *Orbitolitidae* vac.				
VII. Fam. *Textularidae.*				
Textularia praelonga Rss.	s	—	—	—
- *Partschi* Rss.	s	s	—	—
- *concinna* Rss.	ns	h	h	h
- *turris* d'Orb.	—	ns	—	ns
- *Baudouiniana* d'Orb. . .	—	—	—	s
- *globifera* Rss.	h	ns	h	ns
Spiroplecta annectens Jon. u Park. .	ns	ns	ns	—
Gaudryina rugosa d'Orb.	ns	ns	ns	ns
- *pupoides* d'Orb.	h	h	h	hh
- *oxycona* Rss.	ns	ns	ns	ns
Verneuilina Bronni Rss.	s	—	s	—
- *Münsteri* Rss.	ns	ns	ns	h
Tritaxia tricarinata Rss.	s	—	—	—
- *compressa* Egger	ns	ns	ns	ns
Valvulina allomorphinoides Rss. . .	s	—	s	s
- *spicula* Rss.	ns	ns	ns	ns
Pleurostomella subnodosa Rss. . . .	ss	—	—	—
Bulimina intermedia Rss.	—	—	s	—
- *Murchisoniana* d'Orb . .	s	—	s	—
- *Presli* Rss.	s	s	—	—

	Graue Marsupitenmergel, I. Zone. Lünen. Ziegelei Robert	Graue Mergel, II. Zone. Unter den „Sanden von Netteberge“	Graue Mergel mit Kalksandsteinknollen. Ueber den „Sanden von Netteberge“	[Graue Mergel, III. Zone. Lüdinghausen, Ziegelei Janssen
VIII. Fam. *Nodosaridae.*				
Nodosaria (*Dent.*) *legumen* Rss. . .	s	—	—	—
- *lepido* Rss.	s	—	—	ss
- (*D.*) *Lilii* Rss.	—	—	s	—
- (*D.*) *nodosa* d'Orb. . . .	s	s	—	s
- (*D.*) *cognata* Rss. . . .	s	s	s	—
- (*D.*) *oligostegia* Rss. . .	s	s	—	—
- (*D.*) *communis* Rss. . . .	ns	ns	ns	ns
- (*D.*) *annulata* Rss. . . .	—	—	—	ns
- *prismatica* Rss.	—	—	—	s
- (*D.*) *filiformis* Rss. . . .	—	s	—	ss
- (*D*) *paupercula* Rss. . .	ns	s	—	—
- *obscura* Rss.	—	s	—	s
- *intercostata* Rss.	s	s	—	—
- *Zippei* Rss	ns	ns	—	h
- (*D.*) *affinis* Rss.	ns	—	—	ns
- (*D.*) *cylindroides* Rss. . .	s	—	—	—
- (*D.*) *asuleata* d'Orb. . .	ns	ns	—	—
Glandulina cylindracea Rss.	ss	ss	—	ss
Frondicularia angusta Nils	ns	ns	—	—
- *lanceola* Rss.	s	—	—	—
- *Archiacina* d'Orb. . .	ss	—	—	—
- *angustatissima* Rss. .	s	s	s	s
- *Goldfussi* Rss. . . .	ns	ns	h	hh
- *inversa* Rss.	ns	ns	ns	ns
- *apiculata* Rss. . . .	s	—	—	—
- *marginata* Rss. . . .	s	—	—	—
- *turgida* Rss.	s	s	—	—
- cf. *Verneuilina* d'Orb.	s	—	—	—
- *striatula* Rss.	s	—	—	ss
- *Decheni* Rss.	s	s	—	—
Marginulina bacillum Rss.	s	—	—	ns
- *elongata* d'Orb. . . .	ns	ns	—	—
- *bullata* Rss.	ns	—	—	ns
Vaginulina ensis Rss.	ns	—	—	s
- *marginuloides* Rss. . . .	s	—	—	—
Lagena globosa Walker	s	—	—	—
- *apiculata* Rss.	—	ss	—	—
- *hispida* Rss.	—	—	ss	—
Flabellina rugosa d'Orb.	h	h	h	hh
- *Baudouiniana* d'Orb. . .	s	—	—	—
Cristellaria intermedia Rss.	ns	—	s	—
- *tripleura* Rss.	—	—	—	ns
- *triangularis* d'Orb. . .	ns	—	ns	hh

	Graue Marsupiten-mergel, I. Zone. Lünen, Ziegelei ROBERT	Graue Mergel, II Zone. Unter den „Sanden von Netteberge“	Graue Mergel mit Kalksandsteinknollen. Ueber den „Sanden von Netteberge“	Graue Mergel, III. Zone. Lüdinghausen, Ziegelei JANSSEN
Cristellaria rotulata LAM.	hh	hh	hh	hh
- *microdisca* RSS.	h	h	h	hh
- *Marcki* RSS.	—	—	—	ss
- *lepida* RSS.	s	s	s	ns
- cf. *microptera* RSS.	ns	—	—	ns
- *ovalis* RSS.	ns	ns	ns	ns
- *recta* RSS.	ss	—	—	—
- *navicula* RSS.	—	—	—	s
Polymorphina fusiformis v. porrecta RSS.	—	s	—	—
- *rotundata* BORN.	—	—	—	ss
- *horrida* RSS.	—	—	—	ss
Ramulina globulifera BRADY	—	ss	—	—
IX. Fam. *Endothyridae.*				
Haplophragmium agglutinans D'ORB.	—	ns	—	—
- *irregulara* ROEM.	ns	—	—	—
- *compressum* BEISSEL	s	—	ns	ss
- *trifolium* EGGER	—	—	—	s
- *fontinense* TERQ.	—	—	—	ns
X. Fam. *Rotalidae.*				
Truncatulina convexa RSS.	h	h	h	hh
Anomalina ammonoides RSS.	ns	ns	ns	ns
Rotalia Micheliana D'ORB.	ns	ns	s	ns
- *nitida* RSS.	h	h	h	h
- *exculpta* RSS.	s	—	—	—
Discorbina sp.	s	s	—	—
Globigerina marginata RSS.	ns	s	s	s
- *trochides* RSS.	s	s	—	—
	73	50	37	53
B. Ostracoden.				
Bairdia suldeltoidea v. MÜNSTER	hh	hh	hh	hh
Cythere concentrica RSS.	—	—	—	ss
- *semiplicata* RSS.	—	—	—	h
Cythereis ornatissima RSS.	h	h	h	h
Cytheridea serrulata BOSQ.	ns	s	—	ns
Cytherideis laevigata ROEM.	—	—	—	s
Cytherella Münsteri ROEM.	s	—	s	s
- *Williamsoniana* JONES	s	s	s	s
- *ovata* ROEM.	h	h	h	h
	6	5	5	9

4. Der graue Mergel der III. Zone von Lüdinghausen, Ziegelei JANSSEN, hat im Schlämmrückstand wenige Quarzkörner. Die sandigen Formen treten in demselben mehr zurück. Es fanden sich darin 53 Foraminiferen, 9 Ostracoden.

Die Verteilung und Häufigkeit der gefundenen Arten zeigt vorstehende Tabelle. Ich folge in derselben dem System von RHUMBLER. Die Häufigkeit der Arten ist angedeutet durch ss = sehr selten, s = selten, ns = nicht selten, h = häufig, hh = sehr häufig.

Es ist selbstverständlich, daß vorstehende Tabelle auf Vollständigkeit keinen Anspruch machen kann, trotzdem von mir ziemliche Mengen von Material durchsucht worden sind. Ähnliche Untersuchungen haben bisher immer gezeigt, daß eine neue Durchforschung auch wieder einzelne Seltenheiten zutage fördert; der Gesamtcharakter dürfte aber dadurch wohl kaum eine Änderung erfahren. Die an Arten und Individuenzahl reichste Schicht ist der graue Marsupitenmergel der I. Zone. Er hat mit dem Emscher die meisten Arten gemein. Auch die im Emscher gemeinste Art, *Globigerina marginata* RSS., ist noch häufig vertreten. Sie verschwindet in den folgenden Zonen fast gänzlich. In dieser Zone als Seltenheiten gefundene Arten *Glandulina cylindracea* RSS., *Rotalia exculpta* RSS. und *Pleurostomella subnodosa* RSS. sind im Obersenon Westfalens sehr häufig und dafür charakteristisch.

In der II. Zone, den grauen Mergeln unter und über dem Sande von Netteberge, treten, wie schon erwähnt, sandige Formen recht häufig auf. Für den oberen Mergel dürfte *Haplophragmium compressum* BEISSEL als charakterisch erscheinen.

Von den andern Zonen ist die III. Zone, die grauen Mergel von Lüdinghausen, leicht zu unterscheiden. Wenn auch die darin auftretende *Spiroloculina* sp. nicht häufig ist, so ist sie doch nicht zu übersehen. Außerdem ist die Ostracode *Cythere semiplicata*, die ich bisher in Westfalen in keinem andern Horizont gefunden habe, reichlich vorhanden.

---

12. Der Nachweis anstehender Malmkalke zwischen Tilsit und Memel.

Von Herrn A. Tornquist.

Mit einer Textfigur.

Königsberg i. Pr., den 6. Februar 1910.

Die außerordentliche Einförmigkeit des vordiluvialen Untergrundes des östlich der Weichsel gelegenen Teiles von Westpreußen und der Provinz Ostpreußen wird dadurch deutlich charakterisiert, daß, abgesehen von einigen Resten tertiärer Schichten, überall, mit Ausnahme des nordöstlichsten Zipfels von Ostpreußen, die Kreideformation ansteht. Diese offenbar nahezu horizontal gelagerte große Kreideplatte steht in außerordentlich starkem Gegensatz zu der großen Mannigfaltigkeit der Zusammensetzung des westlich der Weichsel gelegenen vordiluvialen Untergrundes der norddeutschen Tiefebene.

Außer vielen anderen Tatsachen spricht dieser Gegensatz dafür, daß wir unser östliches Gebiet mit Fug und Recht zur russischen Platte oder zum baltisch-russischen Schild[1]) rechnen können, während die zahlreichen Störungen in vornehmlich hercynischer Richtung, welche den Westen durchziehen, eine wesentlich anders gebaute Scholle anzeigen, für die ich kürzlich die Bezeichnung „saxonische Scholle" eingeführt habe.

Die Mächtigkeit der östlichen Kreideplatte ist eine ziemlich große; sie wurde in dem fiskalischen Bohrloch von Heilsberg ausnahmsweise einmal durchsunken und beträgt dort nach den Feststellungen von P. G. Krause[2]) 338 m. Da in der Provinz meist nur wenig tiefe Wasserbohrungen ausgeführt werden und über der Kreide, abgesehen von dem meist ebenfalls vorhandenen Tertiär, noch ein mehr oder minder mächtiges Diluvium liegt, so ist es verständlich, daß die Unterlage der Kreide und die präcretaceischen Schichten in Ostpreußen nahezu unbekannt sind.

Jeder Tiefenaufschluß, welcher über die Juraschichten eine Vorstellung gibt, ist deshalb von größtem Interesse. Das

[1]) Tornquist: Die Feststellung des Südwestrandes des baltisch-russischen Schildes usw. Schriften der Phys.-Ökon. Ges. Königsberg. 1908. S. 1.

[2]) Über Diluvium, Tertiär, Kreide und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung. Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. 1908, S. 185ff..

gilt daher auch von dem Aufschluß von Malmkalken, welcher kürzlich durch die Bohrung zur Wasserversorgung der Provinzial-Fürsorgeanstalt Gropischken zwischen Memel und Tilsit gemacht worden ist, und dessen Bohrproben dem hiesigen geologischen Institut und der Bernsteinsammlung durch den Herrn Landesbauinspektor KÜHL in dankenswerter Weise überwiesen worden sind.

Anstehender Malm ist im Untergrunde Ostpreußens erst vor kurzem bekannt geworden. A. JENTSCH konnte sich in seinem Aufsatz über „Oxford in Ostpreußen“[1]) im Jahre 1889 nur auf Geschiebe beziehen. Erst P. G. KRAUSE konnte in seiner ausgezeichneten Untersuchung der Heilsberger Tiefbohrung anstehenden Oxford und Kimmeridge genau beschreiben und eine große Anzahl von Fossilien aus diesen Schichten namhaft machen.

Der in der vorliegenden Abhandlung mitgeteilte Fund von anstehendem Malm bei Gropischken ist demnach der zweite genauer beschriebene in der Provinz, wenn die unterdessen bei Labiau heruntergebrachte fiskalische Bohrung allerdings auch Malm durchsunken haben dürfte, über den aber bisher nichts mitgeteilt und mir bislang nichts gekannt geworden ist.

Der von mir zu beschreibende Malmfund von Gropischken hat deshalb ein besonderes Interesse, weil er der weitaus nördlichste in Deutschland ist und in großer Entfernung von Heilsberg und auch von Labiau liegt (vgl. die nebenstehende Kartenskizze). Er liegt in jenem nördlichsten Zipfel des Reiches, welcher sich von Tilsit über Memel nach Nimmersatt hin erstreckt. Von dem Gebiet um Memel bis nach Kurland hinein und südlich Memel ist es seit langem bekannt, daß hier die Kreidedecke unter dem Diluvium fehlt und unter diesem letzteren direkt die Juraformation ansteht. Die Bohrungen bei Memel ebenso wie die bei Purmallen haben als oberste Jurastufe Callovien ergeben.

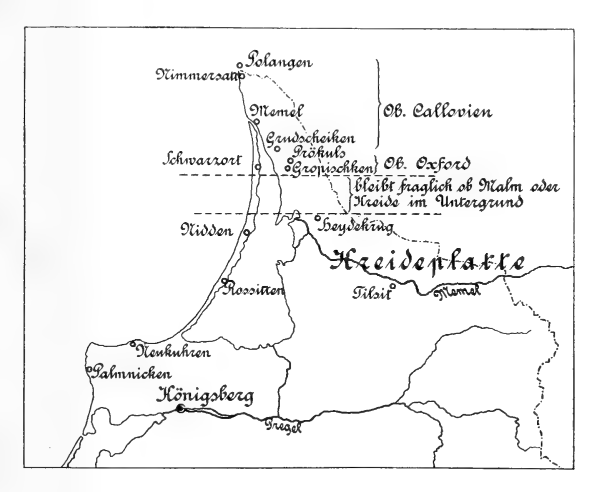
A. JENTZSCH[2]) hat sich neuerdings wiederum bemüht, die Grenze, bis zu der südlich Memel die Juraschichten unter dem Diluvium ohne Kreidedecke vorkommen, festzustellen, und bei Grudscheiken, 8 $^3/_4$ km nördlich Prökulls, zu diesem Behufe eine Bohrung angesetzt, welche in einer Tiefe von 72,4 m als Unterlage des Diluviums „glaukonitfreien Sandstein mit

---

[1]) Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1888, 1889, S. 378 ff.

[2]) Über die Nordostgrenze der deutschen Kreide. Diese Zeitschr. **61,** 1909, Monatsber. 11, S. *406.*

einem Bänkchen sandreichen Kalkes, der einzelne Körnchen von Eisenoolith enthält“, ergab. Diese Schichten wurden von A. JENTZSCH mit gutem Recht als Jura angesprochen. Es war hiermit nun Grudscheiken als südlichster Punkt des kreidefreien Gebietes festgestellt, der sich von der nördlichsten Kreideschichten nachweisenden Bohrung bei Heydekrug aber immerhin noch 34 km entfernt hält und auch — wie der nun vorliegende Fund von Gropischken beweist — von der wirklichen Südgrenze des kreidefreien Gebietes noch recht weit abliegt.



Kartenskizze des vordiluvialen Untergrundes des nördlichsten Ostpreußens.

Demgegenüber stellt die neue Bohrung bei Gropischken einen wesentlich weiter südlich gelegenen Punkt des kreidefreien Gebietes dar, welcher von dem nördlichsten Kreidepunkt bei Heydekrug nur noch 22 km entfernt liegt, wodurch die von A. JENTZSCH gegebenen Daten eine wesentliche Ergänzung erfahren. Ja, es darf nunmehr wohl angenommen werden, daß sich das kreidefreie Gebiet nicht nur bis 55° 37′ 25″ n. Br., sondern bis mindestens 55° 30′ n. Br. nach Süden hin ausdehnt.

Dieser neue Aufschluß besitzt aber noch insofern eine allgemeinere Bedeutung, weil mit ihm zum erstenmal hier im Norden Malmschichten in dem kreidefreien Gebiet nachgewiesen worden sind, welche ohne Zweifel als eine nach Süden hin

auf dem nördlichen Callovien auflagernde Decke anzusprechen sind, so daß sich aus diesem Vorkommen zum erstenmal mit einer größeren Berechtigung die Annahme ergibt, daß die Grenze zwischen dem kreidefreien und kreideaufweisenden Gebiet keine tektonische Linie, d. h. keine Verwerfung, darstellt, sondern daß die Juraschichten sich mit allmählichem, ganz flachem südlichem oder südöstlichem Fallen unter die Kreideschichten hinuntersenken.

Der mir durch Bohrproben bekannte Teil des Profils von Gropischken zeigt folgende Schichtenfolge:

Diluvium	80,30—81,00 m	Geschiebemergel.
	81,00 - 81,40 -	Malmkalk (Scholle).
	81,40—85,30 -	Geschiebemergel.
	85,30—86,50 -	Korallenkalkscholle.
	86,50—86,70 -	Geschiebemergel mit durch Kalk ausgefüllten Spalten.
	86,70—86,95 -	Sand mit vielen Kalkbrocken.
Oberer Oxford.	86,95—87,30 -	schwarze Mergel mit viel Schwefelkies und Kalkknollen.
	87,30—87,60 -	bräunliche, krystalline Kalke.
	87,60—88,10 -	dunkelgrauer Mergel mit Fossilien.
	88,10—90,40 -	Korallenkalke.
	90,40 - 91,10 -	lichtgraue Mergel (Steinmergel) m. Fossilien[1]).
	91,10—92,00 -	krystalline Kalke.
	92,00—92,70 -	lichtgraue Mergel (Steinmergel) mit Muschelschalen[1]).
	92,70—94,20 -	Korallenkalke.
	94,20 - 96,40 -	lichtgraue Mergel und dunkle Tone.
	96,40—96,60 -	Korallenkalke.
	96,60—96,70 -	Korallenkalke und Mergel.
	96,70—97,50 -	Kalke mit Fossilien.
	97,50—98,20 -	lichtgraue Mergel (Steinmergel).

Die Betrachtung eines Profiles ergibt, daß das Diluvium bis 86,95 m reicht. Die Schichten von 0—80,30 m sind leider nicht bekannt, weil die Bohrproben nicht aufgehoben worden sind, doch ist dieses zur Charakterisierung des Malmvorkommens natürlich irrelevant. In dem aus Geschiebemergel bestehenden Diluvium sind an zwei Stellen bemerkenswerte Kalkschollen eingebettet, welche sich von dem im Liegenden vorhandenen, anstehenden Malmkalk nicht unterscheiden und in einem Fall durch die vollkommen analoge Korallenführung als bestimmt identisch mit diesem erweisen. Die obere Scholle wurde mit

[1]) In der Bohrprobe durch den Bohrmeißel in kleine Stücke zertrümmert.

40 cm, die untere mit 1,2 m durchsunken. Da diese Schollen aber schräg im Diluvium stehen oder auch nur Blöcke darstellen können, welche durch den Meißel beim Durchschlagen nach unten ein Stück mitgenommen worden sind, ist nichts genaueres über ihre Gestalt und wahre Mächtigkeit aus diesem Bohrresultat des Schlagbohrers zu ermitteln.

Das anstehende Malmgestein beginnt bei 86,95 m Tiefe mit einem dunklen Kalkmergel, in welchem zahlreiche Markasitknollen zerstreut sind. Diese in ihrer Natur aus den Bohrproben nicht mit hinreichender Genauigkeit zu erkennende Schichtenfolge ist 35 cm mächtig, wobei aber in den Bohrproben schon Teile der darunter liegenden Kalkbänke mit vorhanden sind. Nun beginnt ein Schichtenkomplex von hellen und bräunlich gefärbten, krystallinen Kalkbänken mit Fossilien, lichtblauem Kalkmergel, der in seiner Fossilführung und Gesteinsentwicklung so gleichartig ist, daß er einer einheitlichen Schichtenstufe angehören muß. Diese Stufe ist in einer Mächtigkeit von 10,9 m durchsunken. Aus den Fossilien, welche aus den Bohrproben meist leider nur als Bruchstücke herausgeschlagen werden konnten, ebenso wie aus der Gesteinsentwicklung ergibt sich aber, daß es sich um oberen Oxford handeln muß. Die Beweise sind der folgenden Fossilliste und dem Vergleich mit den bei Heilsberg gefundenen Schichten zu entnehmen.

Rhynchonella inconstans Sow.
- sp.

Pecten subtextorius Mstr.[1])
- ex. aff. *cometi* Gldf.
- aff. *vimineus* Sow.

Nucula subhammeri Roed. Diese Art ist in großer Menge in mehreren Horizonten des Bohrprofils enthalten. Die Art ist von Gallinek auch besonders aus dem oberen Jura von Inowrazlaw hervorgehoben worden. Es ist anzunehmen, daß hierher auch die von Krause aus dem oberen Oxford von Heilsberg erwähnte *Nucula* sp. gehört, welche diesem allerdings nur in Form eines Steinkernes einer linken Schale vorlag.

Thamnastrea microconus Quenst.

---

[1]) Die Pectiniden bestimmte Herr Dr. Klien, welcher eine monographische Bearbeitung der Jura-Pectiniden Württembergs abgeschlossen hat.

Für die Altersbestimmung des Schichtenkomplexes ist vor allem die *Nucula subhammeri* Roed. und das Auftreten der Thamnastreen-Rasen bestimmend. Beide deuten auf Oxford, die letzteren auf oberen Oxford hin.

Die auffallendsten Fossilien sind unbedingt die Korallen, welche als ziemlich mächtige Rasen auftreten. Korallenrasen des Jura sind nämlich bisher östlich der Weichsel weder aus den Juraschichten bei Heilsberg noch aus Geschieben bekannt geworden, und es ist ihr Vorkommen hier im Norden in mehr als einer Beziehung von größtem Interesse. Auf dem europäischen Kontinent stellt Gropischken das nördlichste Vorkommen von Korallenkalk aus dem Malm überhaupt dar. Aus Rußland werden Korallen von Stuckenberg (Met. zur Geol. Rußlands VI. 1875. S. 1—127) und Nikitus (Mém. du com. géol. V. 1888) nicht genannt. Während aus Lutherland in Nordschottland von Yudd noch Oxfordkorallen allerdings noch weit nördlicher (Quart. journ. 29. 1873. S. 97) unter dem 58⁰ nördl. Breite angegeben werden. In dem Heilsberger Jura war **Krause** das fast vollständige Fehlen der Korallen besonders aufgefallen, nur eine kleine hornförmige Einzelkoralle, die als *Trochocyathus* bestimmt war, konnte im unteren Oxford erkannt werden. Dieses Vorkommen von Korallenrasen ist aber wohl die einzige, wenn auch sehr auffallende petrographische Abweichung von dem oberen Oxford von Heilsberg. Lichtgraue, harte Tonmergel und ähnliche Steinmergel setzen dort das gesamte, 68,2 m mächtige obere Oxford zusammen, in welchem dort auch bezeichnenderweise Schwefelkieseinlagerungen nicht fehlen. Es ist freilich aus den vorliegenden Proben der Bohrung Gropischken nicht möglich, zu entscheiden, ob die schwefelkiesführenden Schichten von 86,95—87,30 m intakte Oxfordschichten oder nur diluvial zusammengeschwemmtes Oxfordmaterial darstellen. Selbst wenn das letztere aber der Fall sein sollte, so ist die Provenienz des Schwefelkieses aus dem Oxfordhorizont doch sicher.

Die Resultate der Bohrung Gropischken bieten eine weitere Bestätigung dafür, daß die Verbindung, welche das deutsche und russische Jurameer über Ostpreußen zur Callovien-, Oxford- und noch zur Kimmeridgezeit besaß, sich weit nach Norden bis über den südlichen Teil der heutigen Ostsee erstreckt hat, was allerdings schon durch das Vorkommen von Geschieben des unteren Oxford auf Bornholm als wahrscheinlich gelten mußte.

---

13. Zur Tektonik des Siebengebirges.

Von Herrn W. KRANZ.

Swinemünde, den 3. Januar 1910.

Die Lage des Siebengebirges am Südostzipfel der Kölner Bucht, deren tektonische Anlage heute nicht mehr bezweifelt wird, läßt an sich schon auf Zusammenhang zwischen Tektonik und Vulkanismus schließen, ebenso wie die Lage der östlichen Eifelvulkane am Rande des Neuwieder Beckens. C. HEUSLER vermutete denn auch im Siebengebirge Störung der tertiären Ablagerung und beobachtete am Brückseifen und Finkenseifen das Einfallen von quarzitischen Sandsteinen mit 40° gegen SO[1]). Nach E. KAISER[2]) soll die Unterlage der „liegenden tonigen Schichten" die Erosionsformen des Devons umkleiden. Eine muldenartige Vertiefung soll tertiärer oder vortertiärer Erosion oder wohl vielleicht auch einer vortertiären Grabenversenkung ihre Entstehung verdanken. Sie soll sich gegen Norden verflachen und von tertiären Schichten ausgefüllt werden. „Diese Schichten fallen natürlich gleichmäßig mit der Oberfläche des Devons ein. Diese Lagerung kann man besonders deutlich auf der Dollendorfer Hardt beobachten, wo im allgemeinen ein nordwestliches bis nördliches Fallen der Grenzen der tonigen gegen die quarzigen Schichten wahrzunehmen ist. Eine genauere Bestimmung der Streich- und Fallrichtung dieser Schichten ist nicht möglich, da die Schichtungsfläche dieser Gesteine sich nicht freilegen läßt." LASPEYRES[3]) erkennt in denselben Tongruben eine „höckerige Oberfläche" des Tones „und deshalb sehr ungleiche Mächtigkeit"; auch er erklärt die verschiedene Höhenlage der tertiären Sedimente durch muldenartige Ausfüllung einer Bucht, und seine schöne geologische Karte 1 : 25000 des Siebengebirges (Meßtischblatt) ebenso wie seine Schnitte enthalten keinerlei Verwerfungen, obwohl er aus der Streichrichtung der Gesteinsgänge auf eine Abhängigkeit der Anordnungs- und Durchbruchsrichtung der

---

[1]) C. HEUSLER: Beschreibung des Bergreviers Brühl-Unkel und des niederrheinschen Braunkohlenbeckens. Bonn 1897. S. 22, 54.

[2]) E. KAISER: Geologische Darstellung des Nordabfalles des Siebengebirges. Verhandl. Nat. Ver. Rheinland u. Westfalen **54**, 1897, S. 96 f.

[3]) LASPEYRES: Das Siebengebirge am Rhein. Verhandl. Nat. Ver. Rheinl. Westf. u. Osnabrück **57**, 1900, S. 502 (382); S. 146 (26).

vulkanischen Ausbrüche von den im Grundgebirge vorhandenen Spalten schließt [a. a. O., S. 187 (67)]. Ebenso habe ich in der übrigen Literatur des Gebietes nichts Bestimmtes über Verwerfungen innerhalb dieses Vulkangebietes gefunden. Die Pleisbachtalspalte mit etwa 100 m Sprunghöhe liegt östlich davon[1]).

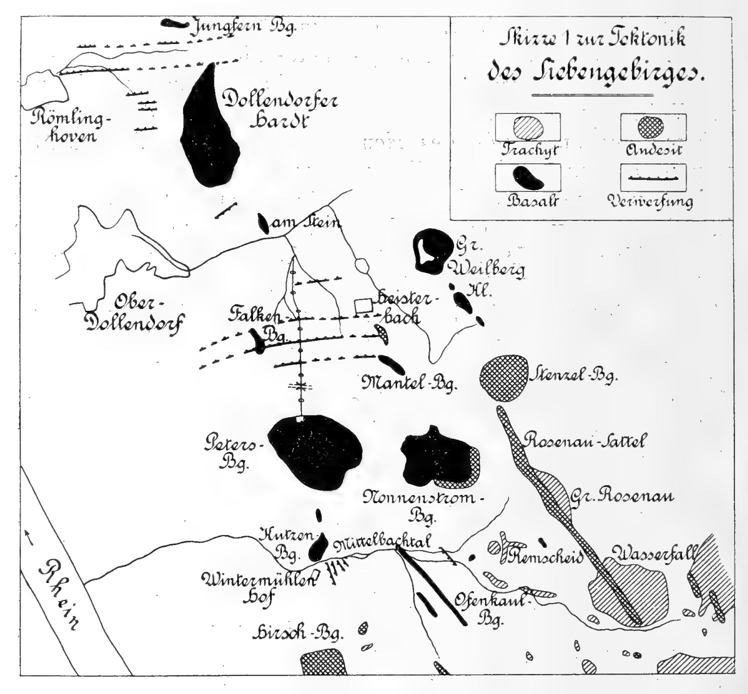
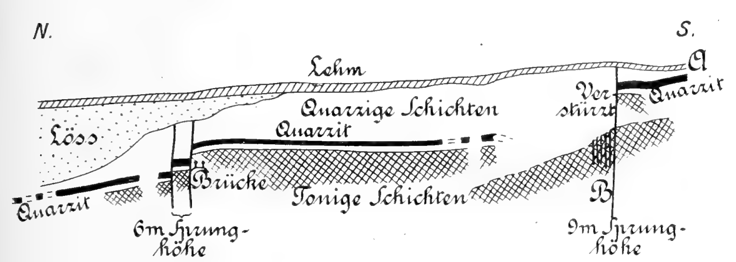


Fig. 1.
Maßstab 1:50000.

Von meiner Garnison Köln-Deutz aus hatte ich 1907—08 Gelegenheit, nach systematischen stratigraphisch-petrographischen Studien an der Hand der Literatur, namentlich des Werkes von LASPEYRES, eine ganze Anzahl tektonischer Störungen im Siebengebirge selbst festzustellen (vgl. Fig. 1). Ich ging dabei zufällig von den obengenannten Tongruben an der Dollendorfer Hardt aus. Die Grube im „Finnchen"[2]) war

[1]) E. KAISER: a. a. O., S. 126 ff.
[2]) LASPEYRES: a. a. O., S. 501 (381).

verstürzt. In den beiden Schluchten östlich davon ist der Boden meist tonig; LASPEYRES nimmt daher wohl mit Recht hier liegende tonige Schichten an. Sie grenzen nach N unvermittelt an den unteren Steilhang des Papelsberges, in dem öfters heller Normaltuff ansteht[1]). [Vergl. auch LASPEYRES: a. a. O., S. 510 (390).] Von quarzigen Schichten zwischen den tonigen und dem Tuff findet sich hier nichts; man darf daher eine Verwerfung zwischen Tuff und tonigen Schichten annehmen. Eine weitere Verwerfung muß das Devon östlich Römlinghoven vom Tertiär in den Schluchten abschneiden, und damit hängt vermutlich auch das isolierte Vorkommen hangender Tertiärschichten im Sattel zwischen Jungfernhardt und Dollendorfer Hardt zusammen. Die Schluchten östlich Römlinghoven sind also einem doppelten Treppenbruche gefolgt.



A = Südende der Grube. B = 5 kleinere, klaffende Spalten.

Fig. 2.
Lagerungsverhältnisse des Tertiärs in einer Tongrube östlich Römlinghoven.

Unmittelbar südlich an diese Schluchten schließt sich im Westhang der Dollendorfer Hardt eine Reihe teils aufgelassener, teils 1907—08 in Betrieb befindlicher Tongruben an. In deren untersten, nördlichsten Teil, „Herrenröttchen", schienen mir die liegenden Tertiärschichten ohne erkennbaren Bruch schwach gegen NW einzufallen. Die Aufschlüsse waren dort mangelhaft. Die nächste südliche große, in Betrieb befindliche Grube[2]) zeigt aber mehrere klare Verwerfungen (vergl. Fig. 2). Unter rötlichem Lehm lagert im mittleren Teil dieses Abbaues ca. 10 m heller sandiger Ton, sehr feiner Sand, harter dichter Quarzit und gröberer heller Kies, alle in der Hauptsache frei

[1]) Bezüglich der stratigraphischen Benennungen der Schichten („liegende tonige Schichten, Normaltuff" usw.) vgl. LASPEYRES: a. a. O.

[2]) Meßtischblatt (geologische Karte von LASPEYRES), dicht nördlich „OV" von Römlinghoven.

von kohlensaurem Kalk (quarzige Schichten). Darunter war ca. 10 m fetter, blaugrauer Ton aufgeschlossen, der gegen W und S hin scheinbar stark anschwillt, nach N zu in Stufen absinkt. Eine 0,7 m mächtige Bank sehr feinkörnigen harten Quarzits nahe über diesen liegenden tonigen Schichten zeigte in N—S-Richtung auf ca. 40 m Länge horizontale Lagerung mit ganz geringen Verbiegungen. Wo eine Holzbrücke die Grube querte, ist die Bank etwa 5 m lang verkrümmt und zerrissen. Unweit nördlich der Brücke erscheint sie rund 6 m tiefer in der Grubenwand, begleitet von den quarzigen Kiesen und tonigen Sanden, von hier an einige Grad nach NW einfallend: Bei der Brücke sind die quarzigen und tonigen Tertiärschichten, das Liegende der vulkanischen Tuffe, an wenigstens zwei ungefähr ostwestlichen Verwerfungen von zusammen 6 m Sprunghöhe nach N abgesunken.

Gegen das Südende der gleichen Grube hin war die erwähnte harte Quarzitschicht und ein großer Teil der Grubenwand verschüttet. Eine lokale Verstürzung erweckte dort den Anschein, als ob der Ton stratigraphisch stark nach W anschwillt. Am Südrande der Grube trat die harte Quarzschicht in der östlichen Grubenwand wieder zutage, schwach nach N einfallend, ca. 9 m höher als ihre nächste nördliche Fortsetzung jenseits der Verstürzung. Letztere bezeichnet also eine weitere gleichsinnige Verwerfung von etwa 9 m Sprunghöhe. Damit stimmt überein, daß im Januar 1908 senkrecht unter dem oberen Abbruch der Quarzitschicht die tonigen Schichten fünf klaffende, ONO—WSW streichende Spalten zeigten, $1\frac{1}{2}$—3 m vom senkrechten südlichen Grubenrand entfernt, während die übrigen Teile der Grube derartige Erscheinungen nicht aufwiesen. April 1908 waren diese Spalten weggebrochen (Fig. 2, B.). Von hier aus steigt die Quarzitschicht unter geringen Verkrümmungen gegen das südlichste Ende der Grube an (Fig. 2, A).

Weiter nach Süden folgen noch zwei größere Tongruben, die April 1908 keine klaren Aufschlüsse zeigten. In der mittleren lag die harte Quarzitschicht abermals mindestens 10 m höher, in der südlichsten Grube fand sie sich zweimal mit 4—5 m Höhenunterschied bei flacher Lagerung. Ich muß also hier zwei weitere gleichsinnige Verwerfungen oder kräftige Flexuren von 5 bzw. 10 m Sprunghöhe annehmen. Die Gesamtsprunghöhe aller dieser Linien beträgt etwa 30—35 m.

Diese oberflächlichen tektonischen Linien zielen genau auf die Basalteruption der Dollendorfer Hardt. Sie sind jünger als das Liegende der vulkanischen Tuffe. Da

sich der hangende Löß den jungen Erosionsformen auf der Oberfläche der quarzigen Schichten anschmiegt, nur die bekannte Zerschneidung durch Erosion, aber keine tektonische Störung zeigt, ist eine Gleichaltrigkeit der Sprünge und der Eruption wenigstens nicht ausgeschlossen.

Weiter südlich waren die Aufschlüsse schlecht. Am Südgehänge der Dollendorfer Hardt, wo ca. 170 m über N.N. quarzige und tonige Schichten vorhanden sind, steht etwa 10 m oberhalb an einem Steilrand des Berghangs in augenscheinlich regelrechter Überlagerung heller Normaltuff an. Die Halde mit Ton, weißem Kies und dem typischen hellen Quarzit[1]) fand sich noch 1908. Dicht östlich davon greift eine kesselartige Vertiefung in den Berghang hinein, an deren Westflanken abermals Quarze in tieferer absoluter Lage als die ebengenannten liegenden Tone herauswittern. Durch die Westflanke scheint also eine Verwerfung zu setzen, an der aber hier der südöstliche Flügel abgesunken ist. Dementsprechend waren auch am unteren Südosthang der Dollendorfer Hardt nahe oberhalb der Mühle „am Stein“ April 1908 in mehreren Probelöchern unter Lehm, Löß, verstürztem Sand und Kies durchschnittlich 125 m über N.N. liegende tonige Schichten aufgeschlossen.

Am Nordgehänge des Heisterbacher Tals fand ich in dem schlecht aufgeschlossenen Gelände keine sonstigen Anzeichen tektonischer Störungen. Um so mehr auf dessen Südhang, in der Nordflanke des Petersberges. Da, wo auf der geologischen Karte von LASPEYRES in der Schlucht nordwestlich Heisterbach das Südende des Devonvorkommens gezeichnet ist, war April 1908 in der Nordostwand der Schlucht ein längeres Stück quarziger Schichten aufgeschlossen, ziemlich genau horizontal gelagerte feine, standfeste Sande wechsellagernd mit groben Kiesschichten, überlagert von Löß. Südlich davon, an der schräg gegenüberliegenden Schluchtwand, stehen etwa 140 m über N.N. liegende Tone in ungefähr gleicher absoluter Höhe an wie dort die quarzigen Schichten, ihrerseits von solchen regelrecht überlagert. Genau gegenüber hiervon finden sich auf der Nordostseite der Schlucht gleichfalls unten Tone, oben kreuzgeschichtete, im ganzen aber horizontal gelagerte quarzige Schichten. Zwischen diesen beiden letzteren Stellen und dem erstgenannten Aufschluß muß also eine ungefähr O—W streichende Verwerfung oder Flexur durchsetzen, an welcher der nördliche Flügel einige Meter tiefer abgesunken ist.

---

[1]) LASPEYRES: a. a. O., S. 502 (382).

Weiter südöstlich fehlten 1908 sichere Aufschlüsse. Doch zeichnet und nennt LASPEYRES S. 409 (289) dort noch Ton bis 160 m über N.N. Dies in Verbindung mit der horizontalen Lagerung läßt auf weitere gleichsinnige Treppenbrüche schließen.

Etwa 500 m nordwestlich Heisterbach, an einem Knick der Chaussee nach Oberdollendorf, mündet eine zweite, von Süden herabkommende Schlucht. Mai 1908 waren hier die liegenden tonigen Schichten in einer Grube auf der Westseite der Schlucht, dicht nordwestlich Grube 5 der geologischen Karte von LASPEYRES, etwa 145 m über N.N. aufgeschlossen, die quarzigen Gerölle, Sande usw. in Kiesgruben nahe südwestlich davon im Wald 155—160 m über N.N. Dem östlichen oberen Rand der Schlucht folgte eine Drahtseilbahn, welche von einem neuen Basaltsteinbruch im oberen Nordhang des Petersbergs ziemlich gerade herunterkam[1]). Die neue Bahn wird im Weg Heisterbach—Falkenberg (Punkt 180) von einer Brücke überquert, dicht unterhalb deren im Hohlweg des Bahnkörpers quarzige Schichten aufgeschlossen waren, nach unten tonig werdend, von Lehm bedeckt: das Liegende der nahe südlich der Brücke in Steinbrüchen aufgeschlossenen Konglomerate. Der erste Konglomeratbruch dicht südlich der Brücke zeigt in massigen Bänken zur Hälfte (östlich) horizontale Lagerung, zur anderen Hälfte (westlich) etwas Einfallen nach Ost. Zwischen beiden Hälften liegt ein schmaler, SO—NW gerichteter Spalt, der etwas gegen SW einfällt, ohne Verwerfung.

An der Brücke liegt die Grenzfläche zwischen tonigen und quarzigen Schichten bei rund 160 m über N.N. etwa 10 m höher als in dem obengenannten Aufschluß etwa 200 m nordwestlich davon, in der unteren Schlucht. Unterhalb der Brücke ist also entweder eine Verwerfung oder eine Flexur vorhanden. Oberhalb der Brücke, wo das Gefälle des Bahnkörpers plötzlich schwächer wird, lagern der Bodenart nach etwa 150 m breit tonige Schichten, in gleicher Höhe mit einer aufgelassenen Tongrube zwischen 200 und 210 m Höhe [LASPEYRES: a. a. O., S. 407 (287)]. Diese Wiederholung der Lagerung: Quarzige Schichten auf tonigen Schichten, läßt sich nur durch eine abermalige O — W streichende Verwerfung erklären, diesmal von mindestens 60 m Sprunghöhe.

Oberhalb dieses Tonstreifens beginnt eine zweite stärkere Steigung des Berghangs, und hier hat der neue Bahnkörper

---

[1]) Die in LASPEYRES' Karte eingezeichnete, vom alten großen Petersberg-Basaltsteinbruch nach NW hinabführende Förderbahn existierte 1907—08 nicht mehr.

dicht bei zwei überquerenden Brücken unter ca. 2 m dicker Blockhalde mit Gehängelehm einen rötlich-violettbraunen Tuff aufgeschlossen, mit flach gewölbter Schichtung. Da quarzige Schichten zwischen Tuff und Ton hier fehlen, muß unterhalb der beiden oberen Brücken nochmals eine gleichsinnige Verwerfung durchsetzen.

Die östlichen Fortsetzungen dieser beiden obersten Verwerfungen im Nordhang des Petersberges begrenzen wohl auch das isolierte Tonvorkommen südlich Heisterbach, nordwestlich Mantelberg. An der westlichen Fortsetzung der unteren dieser beiden Verwerfungen könnten die Tone neben dem Basalt des Falkenberges nach Norden abgesprungen sein. Ein Probeloch dort gab Mai 1908 hierüber keinen sicheren Aufschluß. Es könnte sich an dieser Stelle ebensogut um abgerutschte Massen handeln. LASPEYRES' Karte verzeichnet auch am unteren nordwestlichen Hang des Falkenberges anstehende tonige Schichten, während im Mai 1908 mehrere neu in Betrieb genommene Gruben zeigten, daß ein verstürztes Gemenge von Kiesen, Konglomeraten, Quarziten, Basalt, Ton und Lehm auf sekundärer Lagerstätte hier 135 bis 160 m über N.N. lagert. Was hier an tonigem, quarzitischem und basaltischem Material in die Wasserrisse weiter unterhalb hinabreicht [am „Bildstock" südöstlich Oberdollendorf, in der Schlucht Rotseifen usw., vgl. LASPEYRES: a. a. O., S. 407 (287)], ist jedenfalls als Haldenmaterial von Menschenhand hinuntergeschüttet.

Hiernach läßt sich mit Sicherheit sagen: Das Heisterbacher Tal folgt im allgemeinen ostwestlich streichenden Treppenbrüchen. An diesen ist der Talgrund grabenförmig am tiefsten verworfen. Etwa vier Sprünge im östlichen Nordhang des Petersberges zielen genau auf die Eruptionsstellen des Großen und Kleinen Weilberges und Mantelberges hin. Der Basaltgang des Falkenberges wird von einer, vielleicht auch zwei dieser Verwerfungen gekreuzt. Die Klüfte sind jünger als das Liegende der vulkanischen Tuffe; ihre Gleichaltrigkeit mit den Eruptionen ist nicht ausgeschlossen.

Östlich Königswinter ist der jetzt aufgelassene Steinbruch „Quegstein" am Wintermühlenhof im Mittelbachtal ein altberühmter, schon mehrfach beschriebener und auch abgebildeter Zielpunkt unzähliger Geologen. Die zahlreichen Pflanzenversteinerungen, die man jetzt noch mit leichter Mühe dort gewinnt, scheinen das Interesse größtenteils absorbiert zu

haben, denn nirgends findet sich in der Literatur ein Hinweis auf die vielen deutlichen Verwerfungen, welche diese Steinbruchwand durchsetzen. LASPEYRES: a. a. O., S. 406 u. 410, erwähnt „Spalten und senkrechte Absonderungsklüfte". Auf einer Photographie bei MANGOLD[1]) ist der zirka 1 m hohe senkrechte Sprung links besonders deutlich, wurde aber nach der Beschreibung des Aufschlusses S. 29 zu urteilen, vom Verfasser anscheinend nicht bemerkt. Bei meinen ersten Besuchen ging ich im Sammeleifer gleichfalls achtlos an den Verwerfungen vorüber. Nach Entdeckung der Sprünge in der Dollendorfer Hardt kam ich indessen mit der ausgesprochenen Absicht wieder zum Quegstein, Störungen finden zu wollen, und der Erfolg übertraf die Erwartungen bei weitem (vgl. Fig. 3):

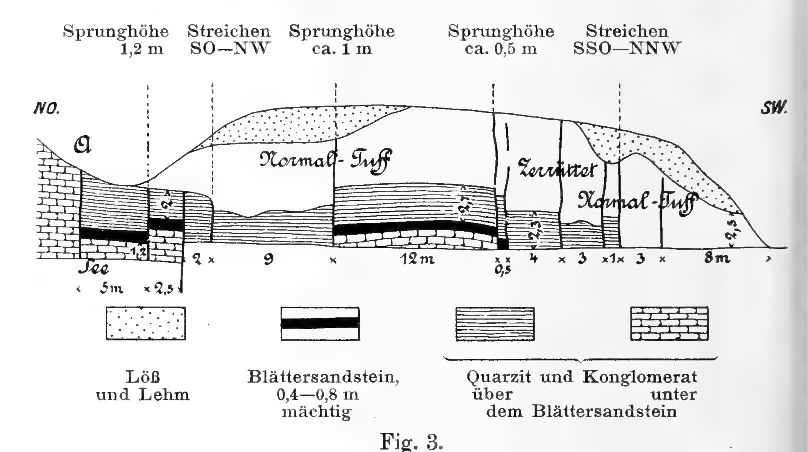


Fig. 3.
Lagerungsverhältnisse des Tertiärs im alten Steinbruch am Quegstein nordöstlich Wintermühlenhof.

In der ehemaligen Steinbruchwand bei dem kleinen See setzen elf deutliche Verwerfungen als Risse, sehr ähnlich Verwitterungsklüften, teils senkrecht, teils leicht geschwungen durch das Gestein, im südwestlichen Teil des Aufschlusses durch quarzige Schichten und Normaltuff, am Südeck des kleinen Sees augenscheinlich nur durch die quarzigen Schichten. An dieser Stelle sind die Spalten älter als der Normaltuff.

[1]) MANGOLD: Über die Altersfolge der vulkanischen Gesteine und der Ablagerungen des Braunkohlengebirges im Siebengebirge. Inaug.-Diss. Kiel 1888, Taf. II, Fig. 2.

Die Blättersandsteinschicht ist von Konglomeraten und Quarziten unter- und überlagert, und läßt die Treppenbrüche gut erkennen. Im nordöstlichen Teil des Aufschlusses oberhalb vom See konnte ich trotz genauen Absuchens der Felswand keine Blätterschicht finden und vermute daher, daß hier nur deren Liegendes ansteht, während die hangenden Teile der quarzigen Schichten denudiert wurden. Die Sprunghöhe bei A (Fig. 3) müßte dann mehrere Meter betragen, um die der südwestliche Flügel gesunken ist. Die Sprunghöhen vom Seeufer bis zum südwestlichen Ende der quarzigen Schichten betragen nur je 0,5 bis 1,2 m. Wo im südwestlichsten Teil des Aufschlusses nur noch Tuffe vorhanden sind, scheinen die Sprunghöhen wieder größer zu werden. Die Lagerung ist hier durchweg ziemlich horizontal; der überlagernde Löß wurde nicht verworfen.

Vom Südwestrande der alten Steinbruchwand zieht sich ein etwa 100 m breiter Grashang zum Wintermühlenhof hinunter. Hier stehen bis zum Hof hinab mehrere Felsgruppen an, darunter ein alter kleiner Steinbruch. Die Schichten sind meist stark gestört, z. T. steil gegen N und NO einfallend, blattloser Quarzit und Konglomerat. Verwerfungen müssen sich also auch hier finden. Im Hof selbst ist die Lagerung nach LASPEYRES: a. a. O., S. 406 (286), wieder horizontal.

Diese tektonischen Linien[1]) zielen alle genau auf den Anamesit und Basalttuff des Kutzenberges, und auf den Plagioklasbasalt des Petersberges. Der Anamesitgang zwischen Kutzenberg und Petersberg liegt anscheinend gleichfalls in ihrem Streichen. Da der teilweise gestörte trachytische Normaltuff älter ist als die Basalte[2]), die Spalten aber älter als der Löß, kann ein Teil der Spalten mit den Eruptionen des Kutzenberges und Petersberges gleichaltrig sein. Ein anderer Teil ist älter als die Ausbrüche.

Weiter oberhalb im Mittelbachtal zielt der lange, schmale, schnurgerade Basaltgang im Ofenkaulberg ebenso wie ein paralleler Basaltgang südwestlich davon genau auf den Basalt des Petersberges hin. Dieser besteht aus ungleichkörnigem Plagioklasbasalt, der große Gang in seinem dem Petersberg zunächst gelegenen Teil

---

[1]) In Fig. 1 konnten des Maßstabes wegen nur vier Linien dargestellt werden; es sind mindestens zwölf.

[2]) E. KAISER: Siebengebirge; im Exkursionsbericht der Deutschen Geol. Ges. Diese Zeitschr., Bd. 58, 1906. Monatsber., S. 283.

aus porphyrischem Plagioklasbasalt, in seinem abgewendeten Ende aus Anamesit. Der Doppelgang südwestlich davon zeigt die gleiche Zusammensetzung. Ein solcher Strukturwechsel spricht nach LASPEYRES: a. a. O., S. 387 (267), nicht gegen die Zusammengehörigkeit.

Oberhalb dieses Ganges verzeichnet die Karte von LASPEYRES auf der Talsohle etwa 160 m über N.N. Normaltuff. Im Steinbruch am Westfuß der Remscheid aber stehen in höherer absoluter Lage liegende quarzige Schichten an, deren Sohle ungefähr bei 170 m über N.N. sein muß. Am Wintermühlenhof liegt sie mindestens 20 m tiefer. Danach dürften die quarzigen Schichten am Westfuß der Remscheid abermals durch einen Sprung gegen den Normaltuff hin verworfen sein.

Gleichlaufend mit dem Ofenkaulberggang durchsetzt der mächtigste, fast 1800 m lange Andesitgang des Siebengebirges die Trachytkuppen des Wasserfalles sowie der Rosenau und zielt tangential auf den benachbarten Andesitausbruch des Stenzelberges. Allerdings ist der Andesit jünger als der Trachyt, und ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen dem Andesit des Stenzelberges und des Ganges ist an der jetzigen Erdoberfläche nicht nachgewiesen[1]). Den tieferen tektonischen Zusammenhang erkennt man aber auf den ersten Blick, z. B. schon durch die leichte Richtungsänderung des Ganges am Rosenausattel, welche den Verbindungslinien dieser drei Ausbuchtstellen genau folgt.

Das Mittelbachtal fällt also zum Rheintal über eine Treppe von Sprüngen hinab, die wahrscheinlich mit den benachbarten vulkanischen Durchbrüchen in ursächlichem Zusammenhang stehen.

Nun vergegenwärtige man sich die Schwierigkeiten, die hier überwunden werden müssen: Meist Waldbedeckung ohne Aufschluß, Steinbrüche nur in den Laven selbst, hier und da Tuff anstehend, aber ohne scharf bestimmbaren stratigraphischen Horizont, und nur, wo zufällig die Grenze zwischen tonigen und quarzigen Schichten oder ein so charakteristischer Horizont wie der tertiäre Quarzit durch Abbau aufgeschlossen ist, läßt sich mit Zahlen arbeiten. Auch da muß man noch vorsichtig sein, weil die Grenze beider Bildungen auf größere Entfernungen stratigraphisch steigen oder fallen kann, ebenso wie der Quarzit in verschiedenen Horizonten aufzutreten ver-

[1]) LASPEYRES: a. a. O., S. 444 (324).

mag. Dazu diese vielfach kaum meßbaren Sprunghöhen! Nur ein glücklicher Zufall und dann die peinlichste Aufmerksamkeit auf die feinsten stratigraphischen Merkmale kann in einem solchen Gebiet zur Erkenntnis des Zusammenhangs zwischen Vulkanismus und Spaltenbildung führen, verbunden mit der ausgesprochenen Absicht, solchen Zusammenhang finden zu wollen.

14. Nachtrag zu meiner Arbeit: „Die zweite Mediterranstufe von Porto Santo und Selvagem.“[1])

Von ZIWKO J. JOKSIMOWITSCH.

Pirot (Serbien), den 2. Februar 1910.

Von Herr Professor GAGEL wurde ich freundlicherweise darauf aufmerksam gemacht, daß die Fundpunkte E und F der beigegebenen Karte (Fig. 6) meiner Arbeit, die von DE NORONHA entworfen ist, nicht, wie ich irrtümlich angab, solche der Tertiärfossilien, sondern rezente gehobene Strandterrassen sind. Die Seite 82 und 84 beschriebenen Fossilien: *Tectarius nodulosus?* GM. und *Cerithium rugosum* WOOD gehören also wahrscheinlich nicht in das Tertiär, sondern sind damit als subfossil oder rezent festgestellt[2]).

Bei dieser Gelegenheit möchte ich noch beifügen, daß die Textfigur 1 meiner oben erwähnten Arbeit von mir aus der „politisch-militärischen Karte von Marokko“ von PAUL LANGHANS (Gotha, JUSTUS PERTHES) abgezeichnet wurde; die Figuren 2, 3 und 4 aus „der geologischen Beschreibung der Inseln Madeira usw.“ von HARTUNG-MAYER entnommen wurden; und die Figuren 5, 6 und 7 von Herrn DE NORONHA fertig gezeichnet zur Verfügung gestellt sind.

[1]) Diese Zeitschrift, Bd. **62**, 1910, H. 1, S. 43.

[2]) Nach Drucklegung dieses Nachtrages erhielt ich durch Herrn Professor GAGEL die freundliche Nachricht, daß diese beiden Fossilien von einem weiteren, noch unbekannten Fundort im Norden der Insel stammen. Sie sind Herrn Pater SCHMITZ von einem Mövenjäger übergeben; meine obigen Angaben über ihr jugendliches Alter werden hierdurch nicht geändert.

15. Über einen neuen nephelin- und nosean führenden Basaltgang im Vicentinischen.

Von Herrn L. Maddalena.

(Mit 3 Textfiguren.)

Pavia, Mineral. Inst. d. Universität, den 1. Februar 1910.

Unter den lamprophyrischen Gesteinen, welche ich im Herbst 1907 im oberen Vicentin sammelte, fand sich ein Vorkommen, welches Nephelin und Nosean enthält und dem von Artini[1]) beschriebenen Nephelinbasalt sehr ähnlich ist. Es ist nicht nur wegen seiner mineralogischen Zusammensetzung, sondern auch wegen seines geologischen Auftretens sehr interessant.

Das Gestein durchsetzt als Gang das Eruptivmassiv der Guizze-Berge bei Schio, deren Entstehung nach Tornquist[2]) in die Wengener Eruptivperiode fällt.

V. Foullon und v. Lasaulx haben analoge Gesteine als Glimmerporphyrit beschrieben.

In der Mitte des Eruptivstockes bei dem Dorfe Poleo-Falgare wird eine Bleiglanz- oder Blendegrube betrieben. Die Stollen durchsetzen und folgen (Fig. 3) einem lamprophyrischen Gang, der die Richtung N—S bzw. SSW—NNO besitzt. Das Gestein desselben hat ein basaltisches Aussehen, ist grauschwarz, dicht bis feinkörnig. Wo die Verwitterung etwas vorgeschritten ist, sind zahlreiche Drusen von weißem und rosa Zeolith zu beobachten, welche dem frischen Gestein gänzlich fehlen. Nur mit der Lupe sind grünliche Olivine als Einsprenglinge zu bemerken.

Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein eine deutliche porphyrische Struktur. Die Einsprenglinge sind meistens Olivin, der vollständig in Carbonat und in Serpentin umgewandelt ist; nur wenige bestehen aus frischem Augit.

In den Schliffen sind auch einige rundliche miarolitische Räume und pegmatitähnliche mikroskopische Gänge und Nester zu bemerken. Artini hat ähnliche Räume aus seinem Gestein erwähnt und ihnen einen hysterogenetischen Ursprung

---

[1]) Un basalto nefelinico a Noseana di Recoaro. Rendiconti Ist. Lombardo (2) **40**, 1907, S. 498—507.

[2]) Das Vicentinische Triasgebirge. Stuttgart 1901.

zugeschrieben. Sie haben sich vermutlich auf pneumatolytischem Wege mit Nephelin, Pyroxen, Biotit und etwas Apatit gefüllt und späterhin dann noch eine Infiltration von Calcit erfahren. In der Grundmasse ist Pyroxen in Form von schmalen kleinen Prismen reichlich vorhanden. Die Farbe ist bräunlichweiß; Pleochroismus fehlt gänzlich. Die Längsrichtung entspricht der Elastizitätsachse c; dies deutet auf ein alkalireiches Glied der Pyroxenreihe.

Durch Behandlung mit konzentrierter heißer Salzsäure und durch Trennung mit Acetylentetrabromid konnte ich den Pyroxen isolieren. Sein Brechungsexponent ist nur wenig niedriger als jener von Methylenjodid (1,739 bei 15°), die Auslöschungsschiefe beträgt 30° bis 36°: das entspricht dem Ägirinaugit.

Nephelin ist als farblose Zwischenmasse (Nephelinfülle) erkennbar; er tritt spärlich und versteckt in der Grundmasse, aber reichlich und vollkommen idiomorph in den miarolitischen Räumen auf. Die größeren Schnitte enthalten spärliche winzige Flüssigkeits- und Glaseinschlüsse; ferner schließen sie noch Kryställchen von Apatit, Pyroxen in körnigen Aggregaten und radial geordneten kurzen Stengeln und auch Biotitblättchen ein.

Der Biotit findet sich, zum Unterschied von den Gesteinen der Gegend von Recoaro, nur in den Hohlräumen und besonders an der Peripherie derselben unregelmäßig verteilt. Die Farbe ist gelblichbraun, nur die äußere Zone etwas dunkler. Als Einsprenglinge in dem Biotit finden sich zuweilen kleine Pyroxenkörnchen. Nädelchen von Apatit kommen als Einschlüsse in allen größeren Gemengteilen reichlich vor, besonders im Nephelin der Hohlräume. Magnetkryställchen und -körner sind nur in der Grundmasse zu beobachten.

Sehr interessant ist noch ein Mineral aus der Sodalith-Nosean-Hauyn-Reihe; es ist in der Grundmasse unregelmäßig verteilt, in den miarolitischen Räumen fehlt es vollständig. Seine Durchschnitte sind meistens sechsseitig, aber nur die größeren Krystalle (1 mm) besitzen eine scharfe Umgrenzung. Der mitunter vorkommende prismatische Habitus ist auf ein unregelmäßiges Wachstum des Rhombendodekaeders zurückzuführen.

Besonders am Rande der rötlichbraunen, isotropen Krystalle häufen sich schwarze Stäbchen an und lassen sie nur schwer durchsichtig erscheinen. Sie erweisen sich bei starker Vergrößerung als reihenförmig angeordnete, winzige Gasporen und opake Körnchen, vermutlich von Eisenerz. Andere Schnitte sind von Strichsystemen durchsetzt, welche sich unter 60° schneiden. Manche Krystalle sind stark abgerundet, offenbar

infolge magmatischer Korrosion. Selten sind Apatitsäulchen als Einschlüsse vorhanden.

Zur Vervollständigung der mikroskopischen Untersuchungen habe ich die von MOROZEWICZ[1]) beschriebenen Proben wiederholt. Bei der Behandlung mit heißem Wasser wurden auch hier $NaCl$[2]) und Na_2SO_4 ausgelaugt. Es bleibt also kein Zweifel übrig, daß das Mineral der Sodalith-Nosean-Hauyn-Reihe angehört. In seiner mineralischen Zusammensetzung stimmt demnach das Ganggestein vom M^te^ Guizze mit dem nosean-führenden Nephelinbasalt überein, welchen ARTINI (a. a. O.) aus dem Quarzphyllit von Recoaro beschrieben hat. Die Bausch-Analyse des Gesteins vom M^te^ Guizze ergab folgendes Resultat:

SiO_2	31,39
Al_2O_3	12,15
Fe_2O_3	5,89
FeO	6,41
MnO	0,41
CaO	16,61
MgO	9,82
Na_2O	3,48
K_2O	1,21
P_2O_5	1,40
TiO_2	1,23
CO_2	5,31
H_2O bei 100°	1,66
H_2O bei Rotglut	3,17
	100,14

Der niedrige SiO_2-Gehalt rührt von der vorgeschrittenen Verwitterung und Umwandlung des Olivins her. Aus den ermittelten Werten erhält man nach Abzug von kohlensaurem und phosphorsaurem Kalk die unter α angegebenen Zahlen, die unter β auf 100 berechnet sind. Die Molekularverhältnisse sind unter γ und auf 100 berechnet unter δ angeführt. (Vergl. hier die Tabelle auf S. *167*.)

Der Aciditätskoeffizient $\alpha = 1,06$ ist niedriger als das von LOEWINSON-LESSING für seine ultrabasischen Gesteine angeführte Minimum (monosilicatische Magmen $\alpha < 1,4$). Die Formel $3,39\ RO \,.\, R_2O_3 \,.\, 3,43\ SiO_2$ nähert sich der von ihm für Nephelinbasalt und Nephelinit gegebenen. Das Verhältnis $R_2O : RO = 1 : 6,76$ beweist deutlich die Ultrabasicität des Gesteins.

[1]) Experimentelle Untersuchungen über die Bildung der Mineralien im Magma. TSCHERMAKS Mitteil., N. F., Bd. XVIII, 1899.

[2]) Um die Chlor-Reaktion zu erhalten, muß man mehr HNO_3 zusetzen und länger kochen.

	α	β	γ	δ
$SiO_2 + TiO_2$	32,63	40,72	67,41	43,37
Al_2O_3	12,15	15,43	15,10	9,71
Fe_2O_3	5,89	7,30	4,57	2,94
$FeO + MnO$	6,82	8,29	11,39	7,33
CaO	7,92	9,99	17,79	11,45
MgO	9,82	12,26	30,37	19,54
Na_2O	3,48	4,39	7.07	4,56
K_2O	1,21	1,63	1,71	1,10
	79,25	100,00	155,41	100,00

Sehr interessant sind die Lagerungsverhältnisse unseres Gesteins und besonders seine Beziehungen zu den benachbarten Brüchen und Verwerfungen. Darnach muß man den Gang als vortertiär ansehen.

Der Wengener Eruptivstock des M[te] Guizze ist von einem bleiglanz- und blendeführenden Bruchsystem in der Richtung W—O durchsetzt. Die Brüche haben einen esokinetischen Ursprung, sie entsprechen nachtriadischen Bewegungen, wahrscheinlich dem tertiären Faltensystem. Man kann also dieselben mit den andern des Ober-Vicentins zusammenstellen.

Nach TORNQUIST lassen sich die Verwerfungen des Vicentinischen in solche einteilen, welche von W nach O und in solche, die von NNW nach SSO verlaufen. Beide Bruchsysteme sind in der Tertiärzeit entstanden (Oligocän). Das westöstliche wird von dem von NNW nach SSO verlaufenden gestört; jenes ist also älter als dieses.

Unsere mineralisierten Brüche sind dem älteren W—O-System zuzurechnen. Das theralitische Magma ist in eine einfache Spalte (Richtung N—S bzw. NNO—SSW) ohne Sprung eingedrungen; sie endigt in dem Eruptivmassiv; in der Tat ist an der Südgrenze des Porphyritgebietes keine dem Gange entsprechende Störung bemerkbar.

Ich habe die im Vicentinischen auftretenden gangförmigen Gesteine in drei Gruppen geteilt: die vortriadischen, die triadischen und die tertiären[1]). Unser Gang ist chemisch und petrographisch jenem der beschriebenen triadischen Gänge sehr ähnlich, welche im Posina-Leogra- und Recoaro-Gebiete die Wengener Porphyrite durchsetzen und, ohne das untere Niveau des Hauptdolomits zu überschreiten, sich als Effusivdecken auf

[1]) Über Eruptivgesteinsgänge im Vicentinischen. Diese Zeitschr. **59**, 1907, S. 377—400.

denselben ausbreiten. Er ist chemisch, petrographisch und geologisch ganz verschieden von den tertiären Gängen, die den Hauptdolomit in seiner ganzen Mächtigkeit durchsetzen und sich auch im Jura (Asiago) und in der Kreide Valdagno) finden. Ich sehe daher in diesem Gestein, wie in den andern oben genannten, die letzte Äußerung der vulkanischen Tätigkeit in der Wengener Periode: als die großen porphyrischen Massen schon festgeworden waren, drangen mehr basische Magmen in

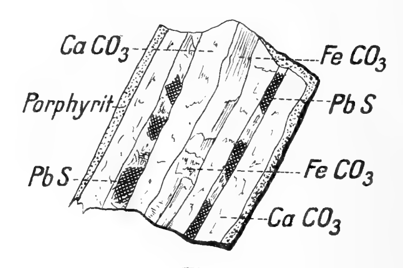


Fig. 1.
Struktur eines Erzganges vom Mt. Guizze.

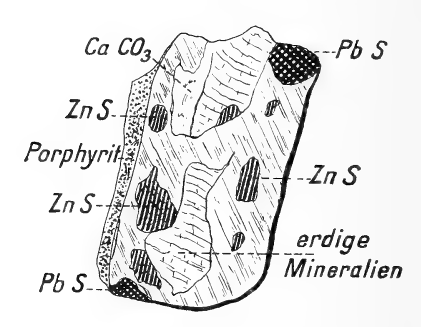


Fig. 2.
Struktur eines Erzganges vom Mt. Guizze.

ihrer endokinetischen Erstarrungs-Sprünge und erfüllten sie. Diese Ansicht wird durch das Verhalten des Eruptivganges zu einem der mineralisierten Brüche in der Val Curta-Grube klar bestätigt.

Der Erzgang dieser Grube entspricht einer 0,80 bis 1,20 m breiten Spalte, welche mit erdigen Mineralien, Quarz, Calzit, Siderit, Porphyrbruchstücken erfüllt ist, die lagenförmig oder linsenförmig dem Salband parallel geordnet sind. In dieser Gangmasse bilden Bleiglanz, Blende, Pyrit und Chalkopyrit

teils regelmäßige (symmetrische) Lagen und Schnüre (Fig. 1), teils sind sie unregelmäßig in sie eingesprengt (Fig. 2).

Im Fortschreiten nach Osten trifft dieser Erzgang, der durch einen Stollen 60 m weit in östlicher Richtung verfolgt wurde, auf den Eruptivgang. An der Kontaktstelle biegt er aber, ohne den Gesteingang zu durchsetzen, mit einem Krümmungsradius von 2 m in eine südnördliche Richtung um und behält hierbei seine Struktur und Erzführung; nur seine Mächtigkeit wird geringer (30—40 cm). Durch die bergbaulichen

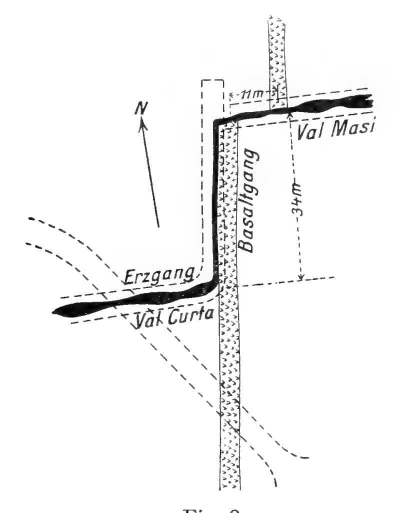


Fig. 3.
Verhalten des Erzganges vom Mt. Guizze beim Znsammentreffen mit einem Eruptivgang.
Statt „Basaltgang" ist in der Figur zu lesen: „Eruptivgang".

Arbeiten ist der Erzgang nach Norden längs des Eruptivganges, den er begleitet, auf eine Erstreckung von 34 m bloßgelegt worden (Fig. 3); dann aber biegt er ziemlich scharf wiederum in östliche Richtung um und schneidet dabei den Eruptivgang ab. Erst in einer Entfernung von 11 m legt sich der Eruptivgang auf der linken (nördlichen) Seite der Galerie wieder an; zugleich wird der Erzgang allmählich wieder mächtiger und zeigt auch hier, in dem Masi-Tälchen, im Streichen und Fallen, in Mineralisation und Gangart genau den gleichen Charakter wie in Val Curta.

Es geht aus diesem Verhalten hervor, daß die Spalte, auf der später auf wässerigem Wege Bleiglanz und Blende

zum Absatz gelangten, bei ihrer Bildung einen großen Widerstand in dem Eruptivgang antraf und ihm deshalb bis zu einer schwächeren Stelle folgte, wo sie ihn durchbrach, um weiterhin nach einer Verschiebung von 34 m (Fig. 3) wiederum ihre alte Richtung anzunehmen. Der Eruptivgang ist demnach sicherlich älter als der erzführende Bruch, dem ein oligocänes Alter zugeschrieben wird, und wegen der bereits betonten Ähnlichkeit, die er in chemischer und petrographischer Beschaffenheit mit den andern vortertiären (triadischen Gängen) im Vicentinischen zeigt, ist wohl die bereits vorher ausgesprochene Ansicht, daß er am Ende der Wengener Periode zur Bildung gelangt ist, vollkommen gerechtfertigt.

---

16. Über die Plänerschotter und das Diluvium des Leinetales.

Von Herrn A. v. Koenen.

Göttingen, den 20. Februar 1910.

In der kurzen brieflichen Mitteilung im Jahrbuch der Kgl. Geolog. Landesanstalt für 1908, S. 100 und 610 hatte ich bemerkt, daß für die Gegenden von Alfeld-Gronau „bisher nur eine Glazialzeit nachgewiesen werden konnte“; natürlich ist damit „Vereisung“ gemeint. Der Geschiebelehm, die Grundmoräne, zieht sich an flacheren Gehängen verschiedentlich vom Leinetal aus um 40 und mehr Meter ohne oder doch ohne wesentliche Unterbrechungen in die Höhe, so daß die Höhenlage allein einen genügenden Anhalt für die Trennung von Grundmoränen verschiedenen Alters nicht liefern kann.

Ich halte es aber für höchst wahrscheinlich, daß die Vorstöße des nordischen Gletschers nicht gleich weit nach Süden gereicht haben, daß also die verschiedenen Vereisungen nicht gleich weit sich nach Süden erstreckt haben und mit ihnen die Grundmoränen.

Bei der Nähe der südlichen Verbreitungsgrenze des nordischen Diluviums würde eine solche Differenz von nur 30 oder gar 40 km schon genügt haben, um das Auftreten nur einer Vereisung bei Alfeld-Gronau herbeizuführen, gleichviel ob in Holstein usw. drei oder mehr Vereisungen sich nachweisen lassen.

Herr O. GRUPE hat nun in Nr. 12 dieser Monatsberichte vorigen Jahres einen Aufsatz veröffentlicht „zur Frage der Terrassenbildungen im mittleren Flußgebiete der Weser und Leine und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten“. Er sagt darin selbst (S. 485), daß die Flußterrasse „ihre Existenz einer zweiten, jüngeren Vereisung verdankt, ist aus den Lagerungsverhältnissen im Leinetal vielleicht nicht ohne weiteres ersichtlich“. Unbegründet ist daher vorläufig die von O. GRUPE geäußerte Ansicht, es sei eine „nicht richtige Voraussetzung, daß die glazialen Ablagerungen des mittleren Leinegebietes einer einzigen Vereisung angehören“.

Gänzlich unbegründet ist aber auch, daß GRUPE die von mir als vor- oder frühglazial unterschiedenen „Plänerschotter“ ohne weiteres als „Schotter dieser (Leine-) Terrasse in den Nebentälern“ bezeichnet, ohne sie selbst näher untersucht zu haben.

Ich habe die erwähnten brieflichen Mitteilungen nur gemacht, um zu begründen, daß die „Plänerschotter“ auf der geologischen Spezialkarte nicht als postglazial oder gar alluvial bezeichnet werden dürften, und halte es für wünschenswert, alle Hypothesen und Theorien ungedruckt zu lassen, bis die geologische Kartierung der Gegend abgeschlossen ist, und möglichst vollständige Beobachtungen vorliegen. Es kommen dabei auch Fragen in Betracht, wie ich sie 1896 in einem Aufsatz „über Abhangsschutt und Diluvium“ erörtert habe.

— — —

Neueingänge der Bibliothek.

GAGEL, C.: Zur Geologie Schleswig-Holsteins. Kritische Bemerkungen zu den Arbeiten von K. OLBRICHT und H. SPETHMANN über Schleswig-Holstein, sowie über die Anwendung der PENKschen Diluvialgliederung auf Norddeutschland. S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, Bd. XXX, Teil II, H. 2. Berlin 1908.

JAHN, JAROSLAV I.: Ostratigrafii a tektonice ostravsko-karvínského karbonu. Zvláštní otisk ze zpráv Kommisse pro přírodovědecké prozkoumání Moravy. V Brne 1909.

— Pokračuje-li karbon ostravsko-karvínský pod Karpaty. Zvláštni otisk ze zpráv Kommisse pro přírodovědecké prozkoumání Moravy. V Brne 1909.

— Stravba Evropy. Zvláštní otisk z Přírody roč VIII., 1—3.

LANG, RICHARD: Der mittlere Keuper im südlichen Württemberg. Inaugural-Dissertation. Stuttgart 1909.

— Über Kaolinit in Sandsteinen des schwäbischen mittleren Keupers. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1909, Nr. 19. Stuttgart 1909.

— Über die Lagerung und Entstehung des mittleren Keupers im südlichen Württemberg. S.-A. aus: Centralbl. Min. 1909, Nr. 2. Stuttgart 1909.

MARTIN, K.: Über *Rangifer tarandus* aus Niederland. S.-A. aus: Kgl. Akad. d. Wissensch. Amsterdam 1909.

Mitteilungen der Brandenburgischen Provinzialkommission für Naturdenkmalpflege, Nr. 2/3, 1909. Berlin 1909.

PHILIPPI, E.: Die Grundproben. S.-A. aus: „Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903.“ Herausgeg. v. E. v. DRYGALSKI. Bd. 2: Geographie u. Geologie. Berlin.

SOMMER, KARL: Die Fauna des Culms von Königsberg bei Gießen. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. XXVIII. Stuttgart 1909.

WAHNSCHAFFE, F.: Der Dünenzug bei Wilhelmshagen-Woltersdorf. S.-A. aus: Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, XXX, Teil I, H. 3. Berlin 1909.

WIEGERS, FRITZ: Neue Funde paläolithischer Artefakte. 1. Aus dem Diluvium Thüringens und Sachsens. S.-A. aus: Zeitschr. f. Ethnologie, H. 4 u. 5, 1907.

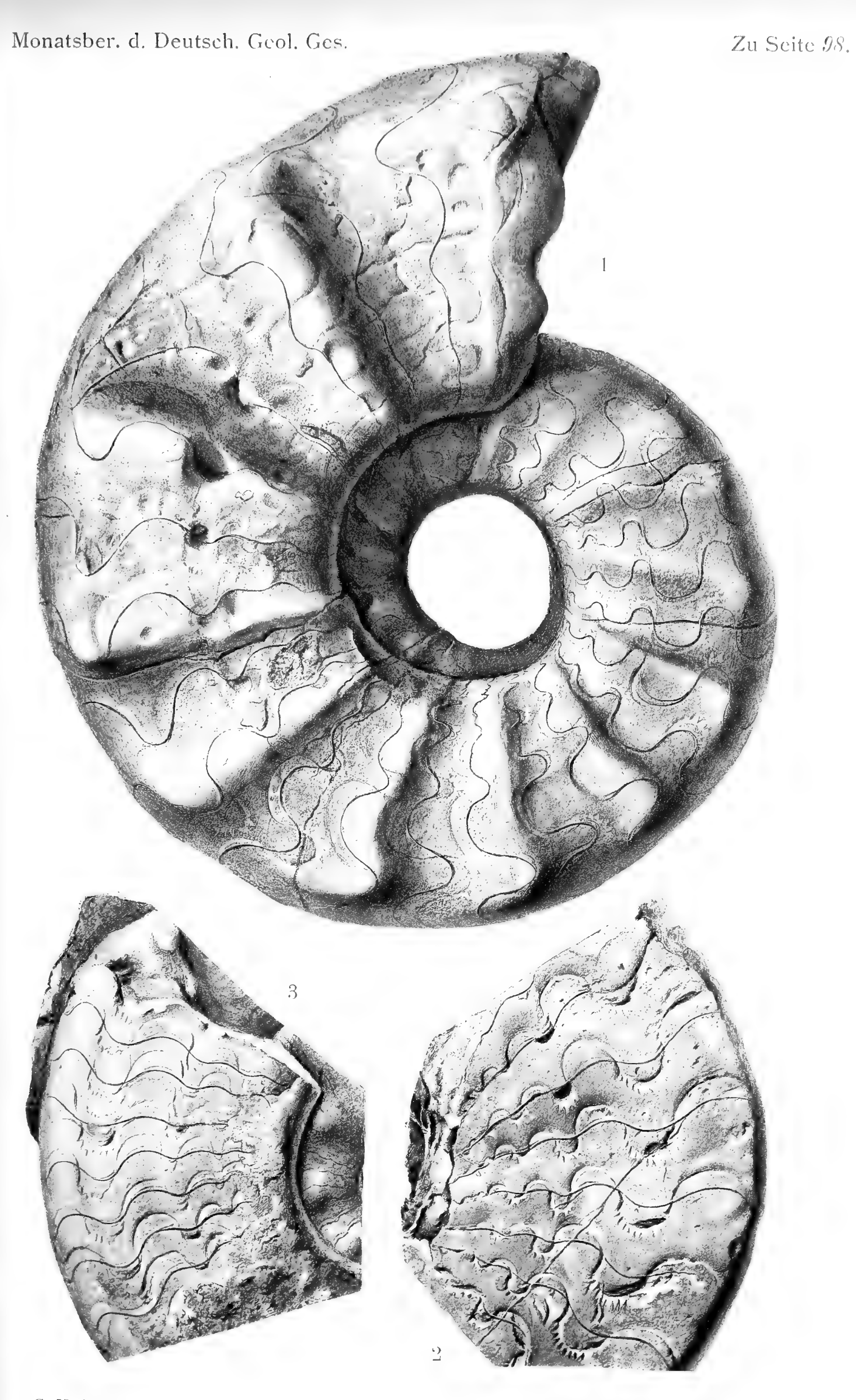
— Neue Funde paläolithischer Artefakte. 2. Aus dem Diluvium am Großen Fallstein. S.-A. aus: Zeitschr. f. Ethnologie, H. 4, 1908.

— Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Calvörde. Bericht über die Aufnahme der Blätter Calvörde, Uthmöden, Mieste und Letzlingen in den Jahren 1903 und 1904. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1904, XXV, 4. Berlin 1906.

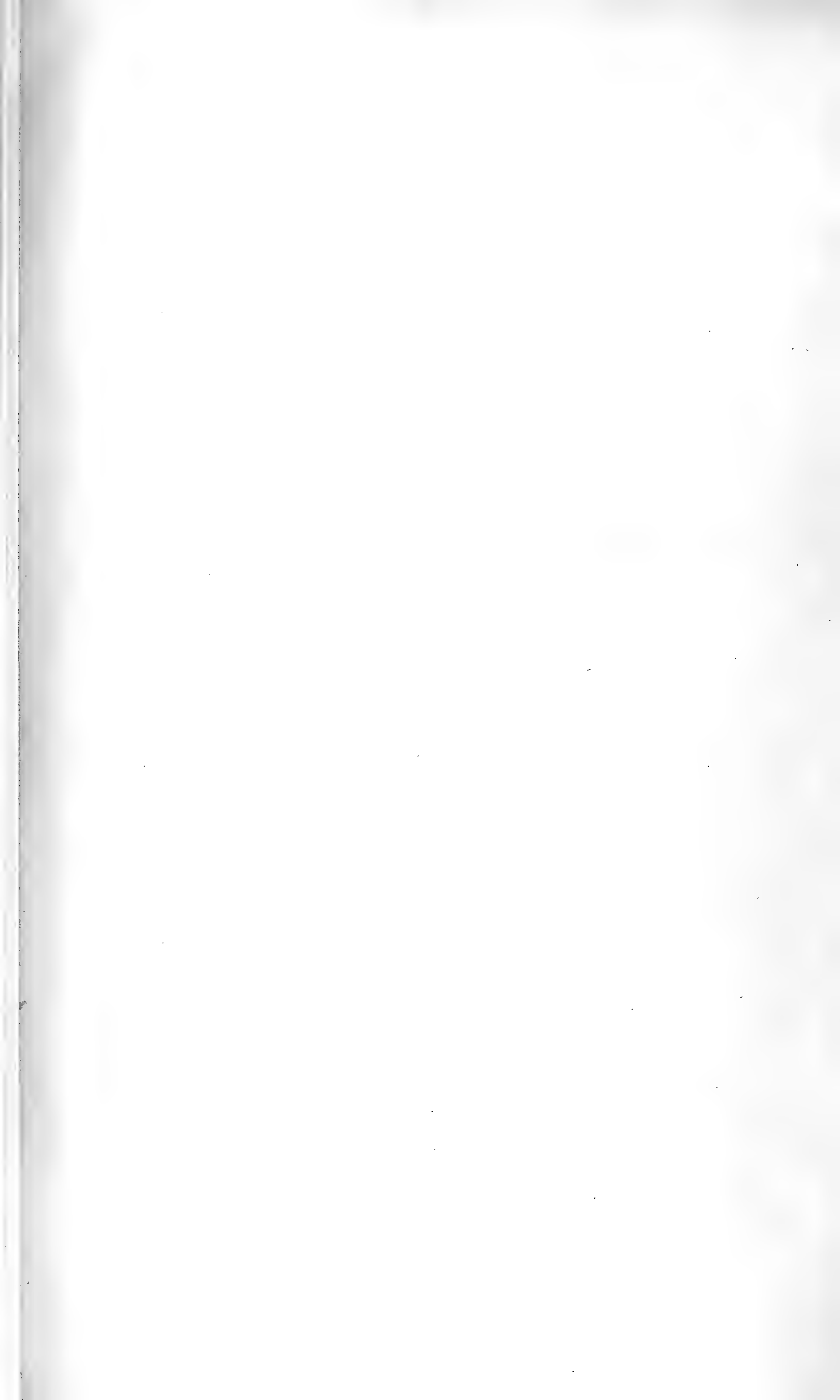
— Neue Beiträge zur Geologie der Altmark. I. Das Tertiär im Kreise Gardelegen und einige Bemerkungen über das Diluvium. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, XXVIII, 2. Berlin 1907.

WOLFF, W.: Bericht über die Exkursionen nach Langenfelde und nach Flensburg, Sonderburg und Steensigmoos (Halbinsel Broacker). S.-A. aus: Monatsber. d. Deutsch. geol. Ges, Bd. **61**, Nr. 11. Berlin 1909.

— KARL CHRISTIAN GOTTSCHE. Ein Lebensbild. S.-A. aus: Monatsber. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. **61**, Nr. 11. Berlin 1909.



G. Hoffmann gez. Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.



Monatsberichte

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Nr. 3. **1910.**

Protokoll der Sitzung vom 2. März 1910.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer das Wort zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung. Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dr. HEINRICH TAEGER in Wien, vorgeschlagen von den Herren FRECH, UHLIG und V. ARTHABER.

Herr OTTO SPANDEL in Nürnberg, vorgeschlagen von den Herren ZIMMERMANN, BLANCKENHORN und EBERDT.

Herr Dr. EMIL CARTHAUS in Grunewald, Humboldtstr. 9, vorgeschlagen von den Herren BLANCKENHORN, BELOWSKI und STREMME.

Herr cand. FRIEDRICH MORITZ WEISER in Leipzig-Eutritzsch, vorgeschlagen von den Herren CREDNER, PIETZSCH und RAUFF.

Herr Dr. med. ARTHUR HINTZE, prakt. Arzt in Konstantinopel-Pera, Deutsches Hospital, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, RECK und STREMME.

Die *Reichsgräflich Schaffgottsche Majoratsbibliothek in Warmbrunn* an Stelle des Herrn Prof. Dr. NENTWIG, Bibliothekars der Reichsgräflich SCHAFFGOTTschen Majoratsbibliothek.

Der Vorsitzende legt die eingegangenen Druckschriften vor und erteilt den Herren GRUPE und STREMME das Wort.

Die Herren **O. GRUPE** und **H. STREMME** sprachen über **die Basalte des Sollings und ihre Zersetzungsprodukte.**

Eine ausführliche Behandlung dieses Gegenstandes wird demnächst im Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt erfolgen. Es sei deshalb hier der Inhalt des Vortrages nur in seinen wesentlichsten Punkten wiedergegeben.

Zunächst sprach Herr **O. GRUPE** über die **geologischen und petrographischen Verhältnisse.**

Die Basalte des Sollings, ihrer mineralischen Zusammensetzung nach teils dichte olivinreiche Plagioklasbasalte (Bramburg), teils olivinarme, vielfach rhombischen Augit führende Dolerite und Trachydolerite[1]) (Polier, Amelieth) sind besonders interessant durch ihre nachweisbaren genetischen Beziehungen zu dem Gebirgsbau der Gebiete, in denen sie liegen, sowie durch ihre hochgradigen Zersetzungserscheinungen, wie sie bei Basalten in dieser Ausbildung nicht allzu häufig sein dürften.

Bei sämtlichen Basaltvorkommen liegen präexistierende Eruptionsspalten vor, die sich an der Erdoberfläche durch bedeutendere Verwerfungserscheinungen dokumentieren. Diese präexistierenden Spalten gehören zum Teil wie an der Bramburg ihrer Entstehung nach einer präoligocänen Epoche der Gebirgsbildung an, in der der Solling, der Reinhardswald und ihr weiteres Vorland ihre maßgebende Erhebung erfuhren[2]), sind dann aber nach Ablagerung des Tertiärs zur jungmiocänen Zeit zum zweiten Male aufgerissen, wobei sie Einstürze tertiärer Schichten erzeugten und zugleich an einigen Stellen basaltischen Magmen den Austritt an die Erdoberfläche ermöglichten. Dort, wo diese tertiären Verwerfungen nur einseitig erfolgt sind und das Tertiär nach Abtragung des stehengebliebenen Flügels nach wie vor den Buntsandstein des Sollings krönt, bildet auch der das Tertiär bedeckende Basalt eine auffallende Erhebung hoch oben auf dem Sollingplateau (Bramburg). Wo dagegen die tertiären Schichten zwischen zwei in gleichem Sinne verlaufenden Spalten zur Tiefe gesunken sind, also inmitten der Buntsand-

---

[1]) Nach Auffassung von Herrn Dr. FINCKH, der mich bei der mikroskopischen Untersuchung durch mancherlei Auskunft freundlichst unterstützt hat.

[2]) GRUPE: Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, S. 612ff.

steinhöhen ein tiefes Einbruchstal erfüllen, liegen auch die Basalte am Rande des Tertiärgrabens unten im Tal (Polier, Amelieth). Speziell an der Bramburg ließ sich aus den Lagerungsformen der in einzelne Säulen abgesonderten Basaltdecke einwandfrei feststellen, daß der Basalt nicht etwa mit verworfen worden ist, sondern nach oder besser infolge der Tertiärversenkung auf den Randspalten hervorgequollen ist, um sich dann an der Oberfläche deckenförmig auf dem eingesunkenen Tertiär auszubreiten und an den stehengebliebenen Buntsandsteinsockel anzulagern.

Die Eruptionsspalten der Bramburg sind in ihrer ersten Anlage präoligocän oder wenigstens doch präoberoligocän, da der von ihnen eingeschlossene Rötgraben sowohl wie die angrenzenden Schichten des Mittleren Buntsandsteins gleichmäßig diskordant von Oberoligocän, Miocän und Basalt überlagert werden. Schon aus diesem Grunde kann der Rötgraben der Bramburg nicht etwa eine „Schlotausfüllung“ oder durch ein im Anschluß an die Basalteruption erfolgtes Einsinken der umgebenden Gebirgsschichten entstanden sein nach Art der Vorkommen, wie sie BÜCKING[1]) aus der Rhön beschrieben hat. BÜCKING kommt zu dem immerhin auffallenden Schluß, daß selbst manche der größeren, nordsüdlichen Grabeneinbrüche von 2—300 m Sprunghöhe als direkte Folgeerscheinung der vulkanischen Tätigkeit anzusehen seien. Ein Analogon zu diesen Verhältnissen bietet also jedenfalls der Rötgraben der Bramburg nicht, wie denn überhaupt die Lagerung des die Basalte unterteufenden Tertiärs auf den verschiedenen aufgerichteten Triasschichten des Sollings, des Reinhardswaldes und ihres weiteren Vorlandes beweist, daß nach Ablagerung des miocänen Tertiärs und nach den Basalteruptionen keine erheblichen Abtragungen älterer Schichten stattgefunden haben können, und daß in dieser präoligocänen Denudationsfläche vorhandene Gräben mesozoischer Gesteine gleich der Hauptfaltung des Gebietes in ihrer ersten Anlage ebenfalls präoligocänen Alters sind, wie ich es speziell für den Leinetalgraben und die Sollinggräben a. a. O. näher ausgeführt habe.

Nachdem sich nun aber unsere Ansichten über das Alter der deutschen Mittelgebirge von Grund aus verschoben haben, wäre wohl die Frage zu prüfen, ob nicht auch an der Rhön eine präoligocäne Gebirgsbildung vorliegt, und ob nicht die größeren Schollen der in der Umgebung der Basalte auftretenden

---

[1]) BÜCKING: Über die vulkanischen Durchbrüche in der Rhön und am Rande des Vogelsberges. Beiträge zur Geophysik Bd. VI, 1904, S. 267 ff.

jüngeren Triasgesteine, die BÜCKING als durch den Vulkanismus erzeugte Einbrüche deutet, in Wirklichkeit alte Gräben darstellen, an deren Randspalten in jungmiocäner Zeit abermalige Verschiebungen und damit zusammenhängend die Basaltaustritte erfolgten. Nach den vorliegenden geologischen Karten scheinen mir doch manche Lagerungsverhältnisse, wie z. B. an dem Basaltzuge des Hahnberges bei Oberkatz, für eine solche präoligocäne Gebirgsbildung[1]) der Rhön sehr zu sprechen.

Die erwähnten Zersetzungsformen des Basaltes bestehen an der Bramburg aus grau und grünlich gefärbten Basaltwacken und Basalttonen sowie weißen Rohkaolinen, die aber vielfach durch die Verwitterung stark gebräunt sind und meist in breiteren, in die Tiefe hinuntersetzenden Zonen den frischen Basaltkörper durchziehen. Die Basaltsäulen schneiden niemals scharf an diesen Zersetzungsmassen ab, sondern sie lösen sich in der Nähe derselben in einzelne polyedrische bis rundliche Blöcke auf, die durch zunehmende Zersetzung allmählich in Wacken, Tone und Rohkaolin übergehen. Nicht selten teilen auch längs und querverlaufende schwärzliche, eisen- und manganreiche und andererseits weiße, kaolinische Adern die Wände in einzelne Felder und zeigen die ehemaligen Begrenzungsflächen der Säulen und ihrer Teilstücke an, auf deren Trennungsfugen nachträglich noch wieder eine Umlagerung der Eisen- und Manganoxyde stattgefunden haben muß.

Was das Verhalten der einzelnen basaltischen Gemengteile gegenüber der Zersetzung angeht, so beobachtet man u. d. M. zunächst eine teilweise Umwandlung des Olivins in Serpentin. In einem weiteren Stadium werden die Augite und Plagioklase angegriffen, von denen die ersteren eine Zersetzung zu grünlichem Chlorit erfahren, während die Plagioklase mehr und mehr ihre Zwillingslamellierung einbüßen und in filzig-blättrige Aggregate von Kaolin übergeführt werden. Nach vollständiger Zerstörung und Fortführung der serpentinösen und chloritischen Zersetzungssubstanzen entsteht ein heller, sich fettig anfühlender Rohkaolin, in dem von den einzelnen Gemengteilen nur die Eisenerze ihrer äußeren Gestalt nach zu erkennen sind, aber vielfach von einer Limonitkruste umkleidet werden. Diese durch die atmosphärische Verwitterung bedingte Limonitisierung ist jedoch nicht nur auf die extreme Zersetzungsform des Basaltes beschränkt, sie macht sich vielmehr

---

[1]) In den Erläuterungen der inzwischen erschienenen Rhönblätter Kleinsassen und Garsfeld führt bereits BÜCKING derartige präoligocäne Gebirgsstörungen an.

bei allen Zersetzungsstadien bemerkbar und ist sowohl an die serpentinisierten Olivine wie an die chloritisierten Augite und schließlich an die Eisenerze gebunden, und durch kolloidale Umlagerung können überall konkretionäre Anreicherungen von Brauneisen sich bilden.

In gleicher Weise vollständig kaolinisiert ist der über 1 km lange, aber meist nur wenige Dezimeter oder gar nur wenige Zentimeter breite Basaltgang bei Neuhaus. Dieser ist weiter dadurch besonders ausgezeichnet, daß am beiderseitigen Kontakt der kaolinischen Massen Eisensteine, und zwar stark eisenschüssige Sandsteine und hochprozentige braune Toneisensteine, auftreten, die aus den angrenzenden Buntsandsteinschichten, Sandsteinen und Tonen, durch Anreicherung des dem Basalt entführten Eisens hervorgegangen sind.

Eine weniger intensive Zersetzung zeigen die Dolerite von Polier und Amelieth. Dafür sind aber hier die Gesteine, soweit sie aufgeschlossen, meist in ihrem ganzen Umfange in irgendeiner Weise, vorwiegend zu einer stark porösen Basaltwacke, umgewandelt, wie z. B. in dem gegenüber Polier gelegenen Steinbruch, wo der 20—25 m hohe, in lauter einzelne Kugeln und Kugelschalen abgesonderte Doleritfelsen nirgends mehr seine ursprüngliche Frische erkennen läßt. Neben den serpentinösen und chloritischen Substanzen, die die grüne Gesteinsfärbung bedingen, treten hier auch Carbonate, und zwar Calcite und Sphärosiderite, als Zersetzungsprodukte auf, von denen die ersteren z. T. regelrechte Pseudomorphosen nach Olivin und Augit bilden, z. T. mit den Sphärosideriten zusammen die Poren und Hohlräume auskleiden, aus denen die Olivine und Augite zuvor zerstört worden sind.

Für die Frage nach der Natur und Herkunft der zersetzenden Vorgänge ist besonders die Gesteinsausbildung am Eingange des westlichen Bruches der Bramburg entscheidend. Dort findet sich unmittelbar über den Tertiärsanden inmitten des kompakten, nur schwach angewitterten Basaltes sackartig in sich abgeschlossen eine als Basaltschlacke entwickelte Partie, die größtenteils nachträglich zu einer graufarbigen Basaltwacke und Wackenton bezw. zu einem hellen Rohkaolin zersetzt worden ist. Das Auftreten dieser stark zersetzten Basaltschlacke inmitten des kompakten Basaltkörpers und ihr anscheinend völliger Mangel an irgendwelchen Oxydationsformen zeigen also deutlich, daß es sich nicht um einen gewöhnlichen Verwitterungsvorgang handeln kann, und daß die zersetzenden und kaolinisierenden Agenzien von unten gekommen sein müssen.

Für die ehemalige Tätigkeit solcher postvulkanischen Prozesse sprechen dann noch andere Erscheinungen, die, außerhalb des eigentlichen Basaltkörpers gelegen, an die Randspalten der Grabenversenkung der Bramburg gebunden sind und in einer metasomatischen Umwandlung der an den Verwerfungsspalten auftretenden Sandsteine und Tone zu stark eisenschüssigen Sandsteinen bzw. Toneisensteinen bestehen. Auf den Verwerfungsspalten aufsteigende CO_2-haltige Lösungen dürften das Eisen, das aus den in der Tiefe befindlichen zersetzten Basaltmassen stammen mag, als Bicarbonat zugeführt und an der Erdoberfläche als Eisenoxydhydrat abgeschieden haben.

Auf ganz analoge Zersetzungsvorgänge der postvulkanischen Periode weisen auch der durch und durch kaolinisierte Basaltgang bei Neuhaus und die in seinem Kontakt auftretenden metasomatischen Eisensteine des Mittleren Buntsandsteins hin.

Etwas anders liegen die Verhältnisse bei den Doleriten von Polier und Amelieth, wo die Gesteine, soweit sie aufgeschlossen, zumeist in ihrem ganzen Umfange, aber nicht so intensiv zersetzt sind. Es wäre wohl denkbar, daß die atmosphärische Verwitterung allein diese Umwandlung bewirkt haben könnte, wenngleich die bei Polier zu beobachtende Höhe des verwitterten Doleritfelsens von 20—25 m immerhin auffallend wäre. Nun befindet sich aber auch in diesem Gebiete etwas weiter südlich von Polier eine stärkere Zersetzungsform eines Trachydolorits, der durch einen in den Buntsandsteinhang hineingetriebenen Stollen ehemals ausgebeutet worden ist und augenscheinlich eine lakkolithartige, von der Eruptionsspalte in die angrenzenden Buntsandsteinschichten hineingepreßte Apophyse darstellt. Dieser Trachydolerit ist z. T. zu einem hellen, weichen Tongestein zersetzt, dessen geringe Oxydationsspuren dafür sprechen, daß der Lakkolith einer stärkeren Einwirkung der Tageswässer entzogen war und seine hochgradige Zersetzung von unten kommenden Agenzien verdankt. Sodann tritt noch heute bemerkenswerterweise auf derselben Randspalte des Tertiärgrabens, also auf der gleichen Eruptionsspalte, 2—3 km weiter südlich bei Bodenfelde ein Kohlensäuerling zutage, der in ursächlichem Zusammenhange mit den ehemaligen benachbarten Basaltausbrüchen stehen dürfte und auch seinerseits die zersetzende Tätigkeit postvulkanischer Prozesse für dieses Gebiet durchaus wahrscheinlich macht.

Dieser Kohlensäuerling von Bodenfelde ist der einzige, der im Bereiche des Sollings heute noch an die Erdoberfläche tritt. Reicher an Kohlensäuerlingen und Kohlensäureexhalationen ist bekanntlich das dem Solling im W vorgelagerte Gebiet von

Höxter, Herste und Driburg. Alle diese Kohlensäuerlinge sind als die letzten Nachklänge der basaltischen Eruptionen anzusehen und dürften in früherer Zeit im Anschluß an die Magmaausbrüche in weit stärkerem Maße dem Erdboden entströmt sein. Es wird dadurch die Vermutung erweckt, daß gerade sie die Hauptträger der postvulkanischen Prozesse gewesen sind und die Zersetzung der basaltischen Gesteine verursacht haben. Schon die an Spalten gebundene metasomatische Umwandlung der Buntsandsteinschichten zu Eisensteinen an der Bramburg sowohl wie bei Neuhaus weist auf die Zuführung von Eisencarbonat durch aufsteigende kohlensäurehaltige Lösungen hin. Und die Auffassung von der zersetzenden Tätigkeit juveniler Kohlensäure wird noch weiter gestützt durch das Fehlen irgendwelcher an die Basaltzersetzung geknüpfter Neubildungen (Turmalin, Fluorit usw.), wodurch anderweitige pneumatolytische und pneumatohydatogene Prozesse ausgeschlossen sein dürften, und sie steht des weiteren auch mit den chemischen Untersuchungsergebnissen durchaus im Einklang, über die Herr STREMME nach mir berichten wird.

Zu dieser postvulkanischen Zersetzung der Basalte gesellt sich nun aber, wie wir sahen, von oben her hinzu der Prozeß der atmosphärischen Verwitterung und Oxydation, der z. T. gleichzeitig mit der ersteren Hand in Hand vor sich gegangen sein mag, z. T. aber wohl erst nachträglich eingesetzt hat und in den gelockerten und zersetzten Partien des Basaltes bis zu bedeutenderer Tiefe vordringen konnte. Treffen wir doch in allen an die Tagesoberfläche ausgehenden Zersetzungszonen bis auf die Sohle der heutigen Aufschlüsse, d. h. bis zu einer Tiefe von 15—20 m, Oxydationserscheinungen an, die teils in einer Abscheidung, teils in einer Umlagerung von Limonit sich kenntlich machen. Und zwar sind davon alle Stadien der Basaltzersetzung betroffen. Zunächst werden die serpentinisierten Olivine, sodann die chloritisierten Augite und schließlich in den kaolinischen Tonen die Eisenerze als die einzigen noch einigermaßen unversehrten Gemengteile mehr oder weniger in Limonit übergeführt, und durch kolloidale Umlagerung können überall Anreicherungen von Brauneisen entstehen.

Einer noch späteren Periode dürften dann die entlang den ehemaligen Trennungsklüften der Basaltsäulen verlaufenden schwarz-weißen Adern angehören, die durch Umlagerung der Eisen- und Manganoxyde entstanden sind, mag diese nun durch aufsteigende Lösungen oder durch die von oben eindringenden Sickerwässer bewirkt worden sein.

Darauf trug Herr **H. STREMME** vor über **die Zersetzung der Sollingbasalte in chemischer Hinsicht.**

Der liebenswürdigen Aufforderung von Herrn GRUPE, mich an der Besprechung der Analysen zu beteiligen, bin ich um so eher nachgekommen, als die sorgfältige Auswahl des analysierten Materials durch Herrn GRUPE und die große Zahl der ausgezeichneten Analysen, die von den Herren Dr. EYME und Dr. KLÜSS im Laboratorium der Kgl. Geologischen Landesanstalt unternommen worden sind, den Vorgang der Zersetzung so klar verfolgen lassen, wie es meines Wissens bisher noch bei keiner Basaltzersetzung der Fall gewesen ist. Von der Bramburg sind acht Tone, von Neuhaus zwei und ein Eisenstein, von Polier drei Zersetzungsprodukte analysiert worden. Die analytischen Daten wurden auf wasserfreie Substanz umgerechnet und die Umrechnung im zweiten Teile der Tabellen wiedergegeben. Die Besprechung geschieht in der auch von Herrn GRUPE gewählten Reihenfolge A. Bramburg, B. Neuhaus, C. Polier.

A. Bramburg.

Von den Analysen der Bramburgtone zeigt IV die Zusammensetzung eines relativ eisenoxydreichen Kaolines. Das Verhältnis von $Al_2O_3 : SiO_2$ ist 46,07 : 53,93, während 45,83 : 54,17 der Formel $Al_2O_3 : 2\,SiO_2$ entspräche. Diese unbeträchtliche Abweichung kommt bei Kaolinen häufig vor, auch bei solchen, deren Material aus der Zersetzung von Granitfeldspat herrührt. Einen bemerkenswerten Unterschied von den Kaolinen im allgemeinen läßt der hohe Wassergehalt von über 19 Proz. erkennen, während Kaolin zumeist der Formel entsprechend nur 14 Proz. enthält. Ein Teil dieses Überschusses an Wasser kommt wohl den 4 Proz. Eisenoxyd zu, auch der fast 1 Proz. betragende Magnesiagehalt dürfte Wasser binden, beide zusammen jedoch nur einen kleinen Teil des ca. 5 Proz. betragenden Wasserüberschusses. Möglicherweise sind Gele in dem Tone enthalten. Von den Bestandteilen des Basaltes wird Augit, falls er Tonerde enthält, gelegentlich zu Cimolit und Anauxit, also kolloiden Allophantonen, zersetzt. Das Vorkommen von Allophantonen, die bis 50 Proz. Wasser enthalten können, würde hier den Wasserüberschuß erklärlich machen. Ein sicheres Mittel, solche Gele von den zwar amorphen, aber nicht nachgewiesenermaßen als Gele anzusprechenden Feldspatresttonen zu trennen, kennen wir bisher noch nicht. Dem Feldspatresttone (Kaolin) braucht also die hohe Wassermenge nicht zugeschrieben zu werden.

Daß wir aber hier Kaolin vor uns haben, geht aus dem Tonerde-Kieselsäure-Verhältnis der anderen Zersetzungsprodukte hervor. Im zweiten hellen Tone Nr. III verhält sich Al_2O_3 zu SiO_2 wie 41,55 : 58,45. Wir haben hier noch einen Überschuß an Kieselsäure, und diesem Überschusse entspricht auch ein Mehrgehalt an Alkalien und Kalk gegenüber Nr. IV. Wir können also III als noch nicht fertigen Kaolin ansprechen.

Die Analysen der braunen Zersetzungsprodukte sind nach ihrem Kaolinisierungsgrade geordnet. Das Verhältnis Al_2O_3 zu SiO_2 ist bei V 31,61 : 68,39; bei VI 35,49 : 64,51; bei VII 39,72 : 60,28; bei VIII 44,21 : 55,79; bei IX 45,37 : 54,63. IX ist Kaolin mit einem kleinen Kieselsäureüberschuß und entsprechend arm an Alkalien und Erdalkalien. Auch VIII steht dem Kaolin schon nahe, ist aber entsprechend seinem höheren Kieselsäuregehalt an Alkalien reicher. Strenge gilt: Je niedriger der Grad der Kaolinisierung, desto höher der Gehalt an Alkalien und Erdalkalien. Alle diese Analysen zeigen in Übereinstimmung mit den von Herrn GRUPE mitgeteilten mikroskopischen Befunden, daß in diesem hohen Zersetzungsstadium (auch in V hat die Tonerde schon um fast 50 Proz. zugenommen) die im frischen Gesteine neben den Plagioklasen so reichlich vorhandenen Augite und Olivine schon stärker zertrümmert sind als die Feldspate, so daß das Endstadium dieser Zersetzung unter Fortführung des größten oder größeren Teiles (bei IX bis auf das Eisen) der Augit- und Olivinsubstanz in der völligen Kaolinisierung der Feldspate zu erblicken ist. Da keine einzige der Analysen von der Kaolinisierung in der Richtung auf Bauxit abweicht, so glaube ich in dieser Erreichung des Kaolins, wie sie namentlich IV zeigt, das Endstadium der Zersetzung erblicken zu müssen. Soweit unsere sicheren Feststellungen reichen, ist Kohlensäure in wässeriger Lösung das einzige Agens, das die Feldspate in Kaolin umwandelt. Aus dieser Erkenntnis ist für die vorliegenden Analysen der Schluß zu ziehen, daß Kohlensäure in wässeriger Lösung die Zersetzung des Bramburgbasaltes zustande gebracht hat.

Doch zeigt das Verhalten des Eisens, daß noch ein anderes Agens tätig war. Ein Vergleich des Eisenoxydgehaltes von III und IV mit dem der frischen Basalte, in denen es als Erz vorhanden ist, zeigt gegenüber dem Tonerdegehalte eine wesentliche Abnahme. Da die Tonerde von I und II zu IV um das Dreifache zugenommen hat, und bei der Kohlensäurezersetzung die Tonerde nach unseren bisherigen Kenntnissen, wenigstens soweit in den Feldspaten vorhanden, unbeweglich ist, so müssen wir alle Zahlen von I und II mit zweieinhalb

A. Bramburg.

		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O	SO_3	P_2O_5	CO_2	Analytiker
[1]) I	Basalt, unzersetzt	47,97	1,92	13,57	2,89	8,42	—	8,43	8,67	2,01	3,37	2,18	0,07	0,51	—	Klüss
II	Basalt, unzersetzt	46,43	2,47	13,88	3,54	8,42	Spur	8,38	8,24	1,85	3,78	2,22	0,12	0,57	0,30	Eyme S: Spur; CuO: 0,13
[1]) III	Helle Zersetzungsprodukte	42,68	4,51	30,34	2,67	—	—	1,09	0,14	1,50	0,54	15,99	0,31	0,38	—	Eyme
IV	Helle Zersetzungsprodukte	40,71	0,55	35,05	3,23	0,30	Spur	0,20	0,74	0,15 (K_2O + Na_2O)		19,12	0,15	0,13	—	Eyme
V	Braune Zersetzungsprodukte	39,24	3,25	17,69	13,01	3,40	Spur	1,78	3,61	2.09	3,31	11,73	0,14	1,01	—	Klüss
VI	Braune Zersetzungsprodukte	29,81	2,28	16,40	12,74	1,04	0,60	0,58	0,86	1,02	1,27	33,00	0,09	0,31	—	Eyme
VII	Braune Zersetzungsprodukte	39,88	4,58	26,28	10,27	1,18	—	0,43	1,39	1,46	0,89	13,05	0,20	0,18	—	Klüss
VIII	Braune Zersetzungsprodukte	27,86	3,04	22,08	14,15	1,11	0,42	0,33	0,44	0,37 (K_2O + Na_2O)		29,73	0,09	0,38	—	Eyme
IX	Braune Zersetzungsprodukte	23,07	4,02	19,15	18,80	1,66	0,48	0,30	0,51	0,11 (K_2O + Na_2O)		31,13	0,09	0,68	—	Eyme
X	Schwarzer Streifen	32,31	2,51	27,02	13,15	—	3,92	0,35	0,36	0,37 (K_2O + Na_2O)		19,81	0,07	0,44	—	Eyme Org. Subst.: Spur

[1]) E. Kaiser: Bauxit- und lateritartige Zersetzungsprodukte. Diese Zeitschr. **56**, 1904, Monatsber., S. *17*.

		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O	SO_3	P_2O_5	CO_2	
Wasserfrei	I	49,03	1,96	13,86	2,95	8,59	—	8,60	8,85	2,06	3,44	—	0,07	0,52	—	
	II	47,52	2,51	14,15	3,64	8,60	Spur	8,56	8,42	1,90	3,88	—	0,12	0,58	0,30	S: Spur; CuO: 0,13
Wasserfrei	III	50,71	5,32	36,05	3,17	—	—	1,29	0,17	1,79	0,64	—	0,37	0,44	—	
	IV	50,33	0,68	43,34	3,99	0,37	Spur	0,25	0,91	0,19		—	0,19	0,16	—	
Wasserfrei	V	44,45	3,68	20,04	14,74	3,85	Spur	2,02	4,09	2,37	3,75	—	0,16	1,14	—	
	VI	44,49	3,40	24,48	19,02	1,55	0,90	0,87	1,28	1,52	1,90	—	0,13	0,46	—	
	VII	45,88	5,27	30,23	11,82	1,36	—	0,49	1,60	1,68	1,02	—	0,23	0,21	—	
	VIII	39,65	4,33	31,42	20,18	1,58	0,60	0,47	0,62	0,53		—	0,13	0,54	—	
	IX	33,49	5,84	27,81	27.30	2,41	0,70	0,44	0,74	0,16		—	0,13	0,99	—	
Wasserfrei	X	40,29	3,13	33,69	16,40	—	4,89	0,44	0,45	0,46		—	0,09	0,55	—	

und drei multiplizieren, um ein richtiges Bild der Fortführung bei der Zersetzung zu III und IV zu erhalten. Wenn das Eisenoxyd an Unbeweglichkeit der Tonerde gliche, wären in III mindestens 7,5 Proz., in IV über 9 Proz. Fe_2O_3 zu erwarten. Es ist hier aber bis auf ca. 3 bzw. 4 Proz. entfernt. Diese Entfernung kann eine Folge von Reduktion durch organische Substanz sein (eine andere Art der Reduktion in Gesteinen ist mir unbekannt) oder nach Umwandlung des Erzes in das kolloide Eisenoxyd(hydrat) in Form einer kolloiden Solution geschehen sein. Die Reduktion vermittelst organischer Substanz ist nach GRUPEs geologischen Darstellungen ausgeschlossen, sie könnte wohl nur unter einer Humusdecke vor sich gegangen sein. Die Umwandlung von wasserfreiem in wasserhaltiges Eisenoxydgel und -sol scheint aber durch die Anwesenheit selbst einer so geringen Kohlensäuremenge, wie sie der Gießhübler Säuerling führt, verhindert zu werden[1]). Die bei der Zersetzung tätige Kohlensäuremenge dürfte demnach prozentisch gering gewesen sein, die Quelle aber um so länger angedauert haben. Dabei ist vorausgesetzt, daß eine juvenile Kohlensäurequelle Agenzien enthält, welche die zur Umwandlung von wasserfreiem Oxyd in das Hydrogel oder Hydrosol nach den Laboratoriumsversuchen erforderlichen Peptisierungsmittel enthält. Hierüber sind erst Sonderuntersuchungen anzustellen. Das Eisenoxydul ist aus III und IV nahezu vollständig verschwunden, die Abnahme des Gesamteisengehaltes von etwa 29 bzw. 36 Proz. auf 3 bzw. 4 Proz. also ganz erheblich.

Demgegenüber zeigen V bis IX keine Abnahme des Eisenoxydes, sondern in allen Fällen erhebliche Zunahme, während gleichzeitig das Oxydul abnimmt. Das Verhalten des Gesamteisengehaltes ist bei den einzelnen Tonen verschieden. Ich habe in der nachstehenden Tabelle den Gesamteisengehalt der einzelnen Tone als Fe_2O_3 berechnet und mit dem Gehalte an Al_2O_3, Fe_2O_3 und FeO verglichen.

Gegenüber dem in seinem Verhalten durch die Bindung mit der Kieselsäure gefestigten, wenig oder nicht beweglichen Aluminiumoxyd erweist sich der Gesamteisengehalt, obwohl stets das Oxyd stärker als die Tonerde zugenommen und das Oxydul abgenommen hat, als recht beweglich. Er ist in den braunen Zersetzungsprodukten VI—VIII sogar mehr oder weniger stark verringert, und zwar in der Form des Ferrobicarbonates gelöst

[1]) Vergl. STREMME: Zur Kenntnis der wasserhaltigen und wasserfreien Eisenoxydbildungen in den Sedimentgesteinen. Zeitschr. prakt. Geol. 1910.

Nr. der Analyse	Al_2O_3 Proz.	Verhalten gegen I/II Zunahme in Proz.	Fe_2O_3 Proz.	Verhalten gegen I/II Zunahme in Proz.	Fe O Proz.	Verhalten gegen I/II Abnahme in Proz.	Gesamteisen als Fe_2O_3 Proz.	Verhalten gegen I/II Zunahme in Proz.	Relativ zu Al_2O_3
I/II	14,00	—	3,3	—	8,6	—	12,8	—	—
V	20,04	43	14,74	347	3,85	55	19,02	49	Zunahme schwach
VI	24,48	75	19,02	476	1,55	82	20,74	62	Abnahme schwach
VII	30,23	114	11,82	258	1,36	81	13,33	0	Abnahme stark
VIII	31,42	124	20,18	512	1,58	82	21,93	71	Abnahme stark
IX	27,82	99	27,30	727	2,41	78	29,98	134	Zunahme stark

worden, da wir ja die Anwesenheit der Kohlensäure voraussetzen dürfen. Daß hier nicht der Gesamteisengehalt wie in III und IV fast vollständig entfernt ist, liegt in der Umwandlung des Eisenoxydules in Oxyd mit Hilfe des Sauerstoffes der Luft. Denn so glaube ich die Vermehrung des Eisenoxydes in der Hauptsache auffassen zu müssen. Es sind hier zwei Fälle denkbar:

1. Entweder rührt der hohe Gehalt an Eisenoxyd von den hellen Tonen her, in denen es vermindert ist. Irgendwo muß dieses ja geblieben sein. Doch sind diese hellen Stellen in den Tonen gering an Verbreitung gegenüber den braunen, so daß rein statistisch die Möglichkeit der alleinigen Vermehrung des $Fe_2 O_3$ auf diesem Wege ausgeschlossen wird. Aber beigetragen hat sicherlich das aus den hellen Tonen gewanderte Oxyd zur Vermehrung in den braunen.

2. Oder es hat die Umwandlung von Oxydul in Oxyd in Anwesenheit von Luft stattgefunden. Hierfür spricht vor allem das scheinbar völlige Fehlen von Eisenspatknollen in den Zersetzungsprodukten. Eisenspat ist nach RÖSLER in nahezu allen Kaolinen anzutreffen, seien sie durch postvulkanische oder durch Moorwasserzersetzung entstanden. Die Bildung von Eisenspat wird aber in Gegenwart von kohlensäurehaltigem Wasser durch die Oxydation verhindert.

In den Tonen V und IX hat eine Vermehrung des Gesamteisengehaltes stattgefunden, die leicht durch die Ausfällung von Oxyd bei der Wanderung des gelösten Eisenbicarbonates erklärt werden kann.

So zeigt also die Betrachtung des Verhaltens der Eisenoxyde in den braunen Zersetzungsprodukten, daß bei der Zersetzung der Bramburgbasalte auch eine Oxydation erfolgt ist. Diese Oxydation weist auf den Zutritt der Luft zu den Zersetzungsprodukten.

Die Oxydation kann gleichzeitig mit der Zersetzung oder nach deren Beendigung gedacht werden. Zu einem Teile hat sicher die Oxydation gleichzeitig mit der Kohlensäure gewirkt. Hierfür spricht die in dem Verhalten des Gesamteisens ausgeprägte kurze Fortbewegung des Eisenoxydules, während gleichzeitig die gelösten Alkalien und Erdalkalien einen weiten Transport erlitten haben müssen. Ferner das Fehlen von Eisenspatknollen, das bei einem solchen Reichtum an Eisen unerklärlich ist, und das Fehlen von Oxydationsresten solcher Eisenspatknollen. Die Anwesenheit des Eisenoxydes als Brauneisen würde bei der Zersetzung einen Kohlensäuregehalt verlangen, der, wie schon oben ausgeführt, geringer gewesen sein dürfte als der

der Gießhübler Sauerquelle. Deren 0,18 Proz. betragender Kohlensäuregehalt hat die Fixierung des Eisenoxydes in der roten, stabileren Form bewirkt, während hier die weniger stabile braune vorliegt.

Ein besonders merkwürdiges Verhalten zeigt das Eisen in den schwarzen Streifen, von deren Zusammensetzung Analyse X Kenntnis gibt. Hier fehlt das Eisenoxydul vollständig, dafür aber sind fast 5 Proz. Manganoxydul vorhanden. Daß der Mangangehalt die Schwarzfärbung bedingt, ist wohl ohne Zweifel. Während von den Basalten nur Analyse II eine Spur von MnO angibt, hat hier eine Konzentration des Mangangehaltes bis zu fast 5 Proz. stattgefunden. Auch in den eisenreichsten Tonen VI, VIII und IX war schon ein meßbarer Mangangehalt konstatiert worden. Es ist hier eine Wanderung des Mangans festzustellen, die des öfteren schon bei der Zersetzung von Diabas, Schalstein und Grünschiefer beobachtet wurde[1]).

Bemerkenswert ist der in VI, VIII und IX enorm hohe Wassergehalt von 30—33 Proz. Den höchsten hat VI mit 19 Proz. Fe_2O_3, während bei 27 Proz. Fe_2O_3 2 Proz. weniger vorhanden sind. Dieses Verhalten zeigt, daß der hohe Wassergehalt nicht direkt proportional dem Eisengehalte ist, wenn auch eine gewisse Abhängigkeit beider voneinander aus dem Umstande hervorzugehen scheint, daß diese drei Analysen mit den höchsten Zahlen für Wasser auch die höchsten Zahlen für Eisen aufweisen. Für die Erklärung dieses hohen Wassergehaltes fehlen mir zurzeit noch wichtige Daten.

Auf das Verhalten der Titansäure, Schwefelsäure und Phosphorsäure gedenke ich in der von Herrn GRUPE angekündigten größeren Publikation ausführlich einzugehen.

Zusammenfassend läßt sich über die durch 8 Analysen festgelegte Zersetzung des Bramburgbasaltes sagen: Kohlensäurehaltiges Wasser und Sauerstoff haben den Basalt in Tone umgewandelt, die z. T. fast frei von Eisen sind und sich als fast reine Kaoline erweisen, z. T. aber auch starke Eisenoxydkonzentration zeigen. Wahrscheinlich ist die Oxydation wenigstens zu einem Teile gleichzeitig mit der Kohlensäurezersetzung erfolgt. Die Kohlensäurequelle dürfte, da das Roteisen fehlt, arm an Kohlensäure gewesen sein. Da nach Herrn GRUPE geologische Gründe für einen postvulkanischen Kohlensäuerling als Zersetzungsfaktor sprechen, so muß

---

[1]) Vergl. CANAVAL: Über das Vorkommen von Manganerzen bei Wandelitzen. Jahrb. naturh. Landesmus. Kärnten 1909, XXVIII, S. 357.

die Sauerquelle entweder lufthaltig oder ihr Auftrieb nicht so stark gewesen sein, daß nicht auch Oberflächenwasser an einzelnen Stellen gleichzeitig hinabsinken konnte.

B. Neuhaus.

Die beiden Analysen des Zersetzungsproduktes entsprechen sehr nahe der Analyse IV des zersetzten Bramburgbasaltes. Der Hauptunterschied beruht in der hohen Zahl für Titansäure, worin diese Analysen mit den übrigen von der Bramburg übereinstimmen. Untereinander zeigen sie den Unterschied, daß sich $Si O_2 : Al_2 O_3$ verhält bei I wie 53,94 : 46,06, bei II wie 54,30 : 45,70. Im Kaolin wäre es 54,17 : 45,83. Beide stimmen noch genau auf die Kaolinformel. Auch hier ist also kohlensäurehaltiges Wasser das zersetzende Agens gewesen. Der für Kaolin zu hohe Wassergehalt könnte den 8,88 bzw. 10,97 Proz. anderer Bestandteile zukommen. Es ist hier mehr Wasser vorhanden als in Analyse IV (Bramburg).

III ist die Analyse eines Eisensteins, dessen Bildung nach Herrn Grupe im Zusammenhange mit der Basaltzersetzung steht. Ein Teil des Eisensteines ist dunkelrot, nicht braun oder gelb gefärbt. Diese Farbe läßt auf einen Wassermangel schließen, der eventuell auch unter dem Einflusse von Kohlensäure oder von erhöhter Temperatur oder von konzentrierter Salzlösung entstanden sein könnte. In dem analysierten Materiale würden auf 1 Molekül Fe_2O_3 etwa 2 Moleküle H_2O kommen. Die 21 Proz. betragenden tonigen Bestandteile dieses Eisensteines könnten gegen 3 Proz. Wasser enthalten.

C. Polier.

Während die Zersetzung der Basalte an den beiden vorstehend besprochenen Lokalitäten tiefgreifend und in einzelnen Fällen soweit wie möglich fortgeschritten war, zeigt der Basalt von Polier eine schwache Zersetzung. Die Tonerde dürfte wenig zugenommen haben. Die Alkalien sind wohl noch ganz intakt, die Erdalkalien selbst bei I vielleicht etwas weniger. Der Wassergehalt ist sehr gering. Von I zu II macht sich eine stärkere Verminderung der Magnesia bemerkbar, auch eine eventuell auf Zufuhr beruhende Vermehrung des Eisenoxydes. Von I zu III ist die Verdoppelung des Wassergehaltes am auffallendsten. Gleichzeitig Fortführung der Kohlensäure, mit der ein Teil des Eisenoxydules gelöst wird, während der Kalk schwächer vermindert ist. Daraus ist zu schließen, daß in I mehr Eisenspat (Sphärosiderit) als Kalkspat vor-

B. Neuhaus.

	SiO_2	Lösl. SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O	SO_3	P_2O_5	CO_2	Analytiker
I Zersetzter Basalt	38,77	20,89	3,60	33,11	2,79	0,15	—	Spur	0,24		21,29	0,05	0,17	—	EYME
II Zersetzter Basalt	37,74	11,33	4,52	31,76	3,29	0,21	Spur	0,07	0,21		21,36	0,08	0,24	—	EYME
Eisenstein	12,48	—	1,04	8,84	61,76	0,16	Spur	0,08	0,15		14,04	0,09	1,06	—	EYME
I Wasserfrei berechnet	49,26	26,54	4,57	42,07	3,54	0,19	—	Spur	0,30		—	0,06	0,22	—	
II Wasserfrei berechnet	47,99	14,41	5,75	40,39	4,18	0,27	Spur	0,09	0,27		—	0,10	0,31	—	

C. Polier.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O	CO_2	SO_3	P_2O_5	Analytiker
I Zersetzungsstadium	48,55	1,71	14,32	3,68	9,61	Spur	7,24	5,23	1,12	3,64	1,78	2,51	0,11	0,35	Eyme
II Zersetzungsstadium	51,00	2,92	12,98	8,19	7,39	—	4,96	1,57	1,68	4,73	1,66	2,20	0,52	0 57	Klüss
III Zersetzungsstadium	53 32	2,79	18,31	5,22	2,59	Spur	5,95	1,67	1,65	4,64	3,31	—	0,10	0,43	Klüss
I Wasserfrei berechnet	49,43	1,74	14,58	3,75	9,77	Spur	7,37	5,32	1,15	3,70	—	2,56	0,11	0,36	
II Wasserfrei berechnet	51,84	2,97	13,18	8,34	7,53	—	5,04	1,60	1,71	4,81	—	2,24	0,53	0,58	
III Wasserfrei berechnet	55,10	2,89	18,94	5,40	2,68	Spur	6,15	1,73	1,71	4,80	—	—	0,10	0,44	

kommt. Der Gehalt an Titansäure ist sehr niedrig, seine Zunahme bei III die relativ beträchtlichste im ganzen Gestein. Bei der Zersetzung des Polierbasaltes haben mitgewirkt Kohlensäure, Wasser, Sauerstoff. Das Wasser ist nicht von einer dauernden Wasserquelle gespendet, sondern kommt nur als schwache Sickermenge in Betracht. Die geringe Bewässerung würde selbst einen relativ hohen Kohlensäurereichtum, eine Exhalation, an einer starken Zersetzung hindern. Eine Exhalation hält Herr GRUPE aus geologischen Gründen für wahrscheinlich.

An der Diskussion der Ausführungen des Herrn GRUPE beteiligen sich die Herren ZIMMERMANN, ERDMANNSDÖRFFER, MESTWERDT, P. G. KRAUSE, RAUFF und der Vortragende.

Zur Diskussion des zweiten Teiles spricht Herr FINCKH.

Herr **AHLBURG** sprach **über den geologischen Aufbau von Nordcelebes.** (Mit 3 Textfiguren.)

Seit WALLACEs Studien über die Beziehungen der eurasischen und australischen Tierwelt spielt das Problem eines alten Zusammenhanges dieser beiden Kontinentalmassen in der Erdgeschichte eine große Rolle. Bis in die neueste Zeit sind von einer Reihe von Forschern wieder und wieder Versuche gemacht, sei es auf zoologischer, sei es auf ethnographischer, sei es endlich auf geologischer Grundlage, die Existenz jener hypothetischen Landbrücke, deren Überbleibsel der heutige Sundaarchipel darstellt, nachzuweisen und insbesondere die Frage zu lösen, wann sich jene Landbrücke aufzulösen begann.

WALLACE selbst folgerte unter anderem aus der Existenz der eigenartigen australischen Reliktenfaunen, insbesondere der Laufvögel und Beuteltiere, daß jene Brücke sich bereits in sehr früher Tertiärzeit aufgelöst haben müsse, und zwar längs einer Linie, die Celebes mit Neuguinea der australischen Zone angliedert, während die übrigen großen Sundainseln mit den Philippinen den Zusammenhang mit dem asiatischen Kontinent länger behielten und erst in jüngerer Zeit sich losgelöst haben sollten.

Indessen zeigte sich mit dem schrittweisen Vorrücken unserer Kenntnis insbesondere der Tierwelt auf den einzelnen Inseln des Archipels, daß die von WALLACE gezogene Grenzlinie zwischen Celebes und Borneo, also der ostasiatischen und australischen Tierwelt, gar nicht in der Schärfe besteht, daß vielmehr von Insel zu Insel Übergänge der mannigfachsten Art

zwischen den Faunenelementen bestehen. Diese Ansicht ist noch neuerdings durch zwei hochverdienstvolle Forscher, die Gebrüder SARASIN, ausgesprochen auf Grund einer jahrelangen Durchforschung von Celebes, jener Sundainsel, die von jeher bei der Aufrollung der tiergeographischen Fragen im Mittelpunkt des Interesses gestanden hat.

So bleibt also die eigentliche Lösung des Problems, insbesondere der Nachweis der Existenz einer alten Landbrücke zwischen Asien und Australien und der Zeitpunkt ihrer Auflösung, der Geologie vorbehalten. Ich möchte mir erlauben Ihnen vorzuführen, was wir bis heute über den geologischen Aufbau von Celebes wissen, soweit er vor allem die aufgeworfene Frage betrifft; dabei muß ich mich freilich in der Hauptsache auf den nördlichen Teil dieser Insel beschränken, da mir nur dieser in seinen einzelnen Abschnitten aus eigner Anschauung genauer bekannt geworden ist.

Der Nordarm dieser eigenartig geformten Insel, der bei einer Länge von über 1000 km nur eine durchschnittliche Breite von 30—50 km besitzt, stellt ohne Zweifel eins der merkwürdigsten Landgebilde dar, die wir auf der Erdoberfläche kennen, und dies um so mehr, als sich auf dem schmalen Inselgrate Gebirge von durchschnittlich 1500—2000 m Höhe, ja stellenweise sogar weit über 3000 m, erheben, während die Küsten gelegentlich begleitet werden von Tiefen bis zu 1000 Faden und darüber.

Die Minahassa. Der nordöstlichste Teil der Insel, die Minahassa, stellt insofern einen völlig selbständigen Teil der Nordhalbinsel dar, als sie ausschließlich aus jungvulkanischen Gesteinen aufgebaut ist. Eine Reihe teils in Ruhe befindlicher, teils ständig tätiger Vulkane bauen mit ihren Tuff- und Lavamassen die ganze nordöstliche Spitze der Halbinsel auf und lassen nur im Südwesten, längs einer Linie etwa von Anurang nach Belang, den älteren Gesteinssockel zu Tage treten.

Eine genaue Kenntnis dieses Vulkanlandes der Minahassa verdanken wir nächst REINWARDT vor allem einer Reihe neuerer Forscher wie BÜCKING, RINNE, und letzthin den Gebrüdern SARASIN, die zunächst allerdings vom geographischen Standpunkte aus das Land durchforschten, indessen auch eine Fülle geologisch wichtigen Materiales zusammengetragen haben[1]. Ich kann mich daher bei der Beschreibung der Minahassa kurz fassen; die Vulkane lassen sich in mehrere Hauptgruppen zu-

[1] Materialien zur Naturgeschichte von Celebes. Bd. IV. Wiesbaden 1901.

sammenfassen; im äußersten NO liegt die Klabatgruppe bei Menado mit dem höchsten Vulkane der Minahassa, dem Klabat (2016 m), und dem zweigipfligen Sudara sowie einigen kleineren Krateren, die zumeist heute in Ruhe sind. An die Klabatgruppe schließt sich im Westen die Lokongruppe an mit dem augenblicklich tätigen Lokon, dem Empung und einer Reihe von Vulkanbergen in der Umgebung des Tondanosees; letzterer stellt einen ganz flachen, nur etwa 20 m tiefen und dabei über 10 km langen und 3—6 km breiten See dar, der durch die Aufschüttung von Tuff- und Lavamassen der umliegenden Vulkane aufgestaut ist, heute indessen infolge des Einschneidens seines Abflusses in den Tuffriegel mehr und mehr an Ausdehnung und Tiefe verliert.

Unweit des Tondanosees liegt ein weiterer kleiner See von ca. 1 km Durchmesser, der Linow Lahendong, der im Gegensatz zum Tondanosee einen echten Kratersee darstellt; an seinen Kraterwänden wie auch in dem schluchtartigen Barranco des Seeabflusses finden sich zahlreiche Fumarolen und Schlammpfuhle. Besonders reich an letzteren ist die Gegend westlich des Tondanosees bei Langowan und Sonder; an zahlreichen Stellen brechen hier die nahezu siedenden, schwefelhaltigen Wasser empor, die Gesteine an der Oberfläche zu einer weißen alunitähnlichen Masse zersetzend, gelegentlich auch reichlich Kieselsinter absetzend.

An die Tondanomasse schließt sich im Süden ein isoliertes Vulkangebirge an, bestehend aus den Gipfeln des Manimporok, Kelelondei und Soputan; von diesen ist besonders der Soputan in neuerer Zeit wieder in Tätigkeit getreten. Im Jahre 1828 flog der ganze Gipfel des damals spitzen Vulkanberges in die Luft, und unter der Einwirkung der Explosion bildete sich ein gewaltiges, tiefes Kraterloch, das sich erst im Laufe des Jahrhunderts durch die nachstürzenden Gesteinsmassen des senkrechten Kraterrandes wieder bis 200 m unter den Kraterrand aufgefüllt hat. Noch vor einigen Jahren ereignete sich ein neuer Ausbruch; bei diesem ganz unvermuteten Ausbruche trat in der Senke zwischen Soputan und Kelelondei eine gewaltige Lavamasse aus, die noch heute im Innern glühend ist und in Bewegung zu sein scheint. Dieser Lavaausbruch ist um so bemerkenswerter, als größere Lavaergüsse in der Minahassa wie überhaupt im Indischen Archipel zu den Seltenheiten gehören; in der Hauptsache bauen sich die gewaltigen Vulkanberge auf aus lockren Tuffmassen und Schlammströmen, dem Mischprodukt der Tuffmassen und der in den Kratern bei Ruhe sich ansammelnden Wassermengen der Kraterseen.

Mit einer weiteren Reihe von noch wenig durchforschten Vulkanbergen längs der Linie Amurang—Belang kommen wir an die Grenze der Minahassa und der Residentschaft Gorontalo, und hier begegnen wir zum ersten Male älterem Gebirge. Leider wissen wir über das Gebiet zwischen der West-Grenze der Minahassa und der Gegend von Gorontalo noch recht wenig. Nur aus vereinzelten Mitteilungen und Beobachtungen läßt sich entnehmen, daß hier eine Reihe gewaltiger Gebirgsriegel, wie das Sarratusgebirge, Mongondowgebirge, Huntuk Buludawa, Bonegebirge, vorhanden sind, die in ihren Kammlinien ausgesprochene SO—NW-Richtung erkennen lassen und in der Hauptsache aus Massengesteinen, Granit, Diorit usw., vielleicht auch krystallinen Schiefern, insbesondere Gneis, zusammengesetzt sind; wie weit im Innern jüngere Sedimentgesteine diesen krystallinen Kerngebirgen aufgelagert sind, entzieht sich heute noch der Beurteilung, indessen sind keine sicheren Anhaltspunkte für deren Existenz vorhanden. Am Küstenrande der Insel befinden sich bei Totok in sehr bemerkenswerter transgredierender Lagerung oligocäne Orbitoidenkalke, die von jungtertiären, goldführenden Andesiten durchbrochen sind; in ihnen treten die eigenartigen Golderzlagerstätten von Totok auf; im übrigen kennt man, insbesondere an der Nordküste, nur ganz jungtertiäre Mergel- und Sandbildungen sowie rezente bzw. subrezente Korallenkalke als alte Strandmarken längs der Küstengebirge.

Die Umgebung von Gorontalo ist genauer bekannt[1]; ich selbst habe an dieser Stelle die Insel von Nord nach Süd durchquert und folgenden Aufbau gefunden. Von Kwandang an der Nordküste ausgehend, trifft man zunächst ein eigentümliches Konglomerat- bzw. Brecciengestein, bestehend aus einem Haufwerke von verschiedenartigen basischen Eruptivgesteinen, Augit- und Hornblendeandesiten, dioritähnlichen Gesteinen usf. in einer dunkelgrünen tuffartigen Grundmasse. Diese Gesteinsserie, die meist nur ganz undeutliche Schichtung bzw. Bankung verrät — das Einfallen ist schwach nach Norden gerichtet —, kann man von der Bucht von Kwandang einmal nach Osten, besonders aber nach Westen auf weite Erstreckung verfolgen. Sie bildet hier überall bei Sumalatta, Paleleh, Bwool u. a. O. eine Vorkette vor dem eigentlichen Kerngebirge der Insel und ist durchsetzt von ungefähr W—O gerichteten Störungen, auf denen z. T. junge Andesite, wahrscheinlich tertiären Alters, emporgedrungen sind. Mit ihrem Auftreten

---

[1]) Vgl. die ausführliche Literaturangabe bei SARASIN, a. a. O.

steht die Goldführung dieser Gänge bei Sumalatta, Paleleh, wie überhaupt der ganzen Nordküste der Insel, der sog. Goldküste von Celebes, in Beziehung; die Brecciengesteine sind zuerst von MOLENGRAAF[1]) eingehend beschrieben, der sie ebenso wie die indischen Geologen für cretaceisch angesprochen hat.

Diese Gesteinsfolge bricht bei der Annäherung an das Zentralgebirge der Insel auf dem Wege von Kwandang nach Süden gegen das den Kern der Insel bildende Granitmassiv längs mächtigen O—W gerichteten Störungen ab. Der Granit des nun weiter nach Süden folgenden Kerngebirges ist zunächst aplitisch; nach der Paßhöhe von Halante, die nur 422 m Meereshöhe besitzt und daher eine tiefe Einsattelung zwischen den bis 2000 m ansteigenden Ketten im O und W darstellt, nimmt das Gestein deutlich körnige Struktur an und stellt einen Biotitgranit dar. Zahlreiche basische Gänge durchsetzen das Granitmassiv sowohl am Nord- wie auch an dem nun folgenden, erheblich flacheren Südabhange des Gebirges, der uns in die Ebene von Gorontalo oder Limbotto führt. Ehe wir die Ebene selbst erreichen, stoßen wir indessen abermals auf Eruptivgebilde, und zwar von ganz jugendlichem Alter; es sind Augitandesittuffe, die hier die kuppenförmigen Vorberge des granitischen Kerngebirges zusammensetzen.

Ziemlich eingehend untersucht ist die Ebene von Gorontalo, die bei einer Länge in W—O-Richtung von nahezu 50 km nur etwa 10—15 km Breite besitzt. In ihr findet sich ein flacher Süßwassersee, der See von Limbotto, der letzte ausgesüßte Rest einer ursprünglich die ganze Ebene von Gorontalo ausfüllenden Meeresbucht. Innerhalb der wenige Meter über dem Meeresniveau liegenden Ebene treten nämlich an zahlreichen Stellen, insbesondere auch an den Rändern, sandige und mergelige Bildungen auf mit einer reichen, brakischen Fauna, die nach den Bestimmungen von Professor MARTIN in Leiden als pliocänen Alters erkannt ist. Außerdem treten am Südrande der Ebene, am Abhange des die Ebene hier begrenzenden Küstengebirges, hie und da in 5—20 m Höhe über dem jetzigen Spiegel des Limbottosees jugendliche Kalkriffe, teils direkt auf dem Granit der Küstenkette, teils auf den genannten pliocänen Sanden aufruhend, auf; wir haben also in der Ebene von Gorontalo einen alten pliocänen und pleistocänen Seeboden vor uns, der erst in jüngster Zeit dem Meere durch negative Strandverschiebung entzogen ist.

[1]) Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901, S. 462.

Zwischen der Senke von Gorontalo und der Südküste der Insel taucht nun abermals das granitene Kerngebirge in einem nur wenige Kilometer breiten, ja stellenweise kaum kilometerbreiten Küstengebirge auf, das am Signalberge bei Gorontalo 250 m, nach O und W dagegen erheblich größere Höhen erreicht.

Es ist von den früheren Forschern die Frage viel erörtert, ob die Senke von Gorontalo einen Einbruchskessel darstellt; noch letzthin ist diese Frage von den Gebrüdern Sarasin verneint worden. Indessen sind handgreifliche Beweise vorhanden, daß dem doch so ist; mächtige Reibungs- und Störungsbreccien zwischen bankig zerklüfteten Graniten unmittelbar bei Gorontalo, und zwar dort, wo der Granit des Küstengebirges unter die jungen Bildungen der Ebene untertaucht, weisen mit aller Deutlichkeit darauf hin, daß hier gewaltige Einbrüche stattgefunden haben müssen. Die Gebrüder Sarasin sprechen in völliger Verkennung dieser tektonischen Vorgänge hier von gneisartigen Gesteinen, die indessen ganz fehlen. Weitere Beweise, daß die Senke von Gorontalo einen Einbruchskessel darstellt, sind in der Tatsache zu erblicken, daß an zahlreichen Stellen längs der Randverwerfungen heiße Quellen, so bei Bone und nördlich von Limbotto, auftreten, und daß ferner die Randbrüche sowohl im Norden wie im Süden von jungvulkanischen Gebilden begleitet werden. Der Einbruch muß in vorpliocäner Zeit erfolgt sein, und an der schwächsten Stelle des Südrandes drang bei Gorontalo das Meer durch das Küstengebirge in diese Senke ein. Wir erhalten also folgendes Profil durch die Insel bei Gorontalo (Fig. 1); der Querschnitt stellt einen doppelten Horst dar.

Die Länder der Tominibucht. Die Senke von Gorontalo setzt — allerdings ohne nachweisliche Meeresbedeckung — noch weit nach Westen in die Niederung des Pajugamaflusses fort, im Süden ständig begleitet vom Granitkerne des Südhorstes, im Norden von dem aus dioritischen und granitischen Gesteinen aufgebauten ca. NW—SO streichenden Boliohuto-Gebirge. Damit nähern wir uns mehr und mehr der kesselförmigen Tominibucht, in der ich selbst längere Zeit eingehende geologische Aufnahmen ausgeführt habe[1]. Ich will mich indessen auch für dieses Gebiet auf eine kurze Übersicht der geologischen Verhältnisse beschränken.

Der mächtige Kamm des Moutongrenzgebirges, das in mehreren Gipfeln bis 2400 m Höhe ansteigt, wird gebildet von

[1] Ich hoffe, einen ausführlichen Bericht über diese Arbeiten noch an anderer Stelle folgen lassen zu können.

einem Grünsteinmassiv, das aus verschiedenartigen Elementen zusammengesetzt ist, Chloritschiefern, geschieferten Diabasen, dioritischen Gesteinen usw., eine mächtige SO—NW gerichtete, intensiv gefaltete Linse, die eingelagert ist in gleichgerichtete krystalline Gesteine der Gneis-und Glimmerschieferserie. Der Gneis, meist Muscovitgneis, wird gelegentlich granitisch und ist von zahlreichen Aplitgängen durchsetzt; die Glimmerschiefer gehen gelegentlich in Graphitschiefer und — in der Nachbarschaft mächtiger Linsen von eingelagertem krystallinen Kalk — in Granatglimmerschiefer über; überhaupt ähneln diese ganzen Gesteine in ihrer Gesamtheit zum Verwechseln den krystallinen Gesteinen des Zentralkammes der Ostalpen.

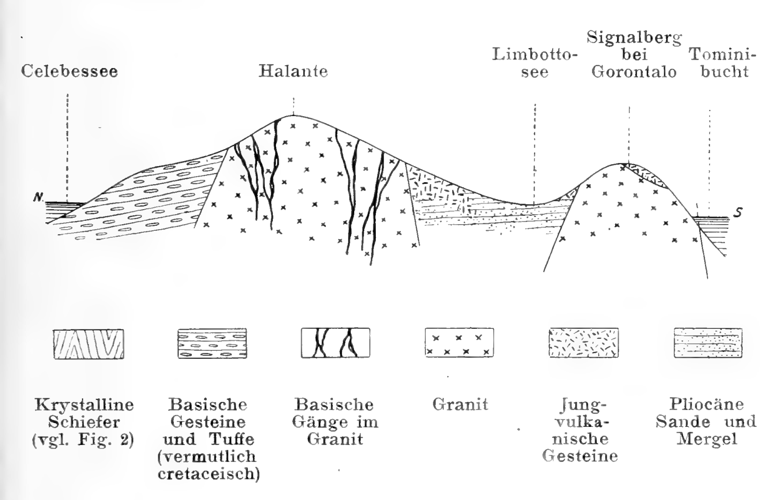


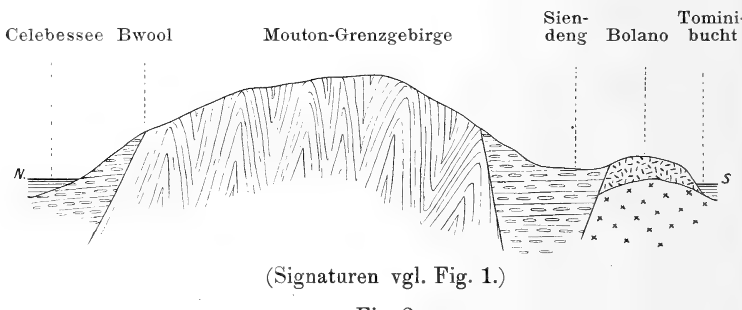
Fig. 1.
Profil Quandang—Gorontalo.

Diese Zone krystalliner Gesteine, die am Nordrande bei Bwool allem Anscheine nach die Küste wieder erreicht und hier nur gelegentlich von rezenten Meereskalken überlagert wird, läßt sich von Mouton auf über 100 km Länge nach Westen verfolgen, jedoch nur im Innern der Insel selbst; den Küstensaum bilden ganz andersartige Gesteine. Längs einer O 20° S streichenden mächtigen Störungszone, die ich auf nahezu 60 km Länge verfolgen konnte, ist hier eine aus basischen Eruptivgesteinen zusammengesetzte Scholle gegen die krystallinen Schiefer abgesunken. Längs der Bruchzone sind ganz analog den Verhältnissen an der Nordküste jüngere Andesite empor-

gedrungen und haben hier wie dort die Veranlassung zur Bildung von goldführenden Pyritgängen gegeben.

Ganz wider Erwarten stößt man, von der Zone basischer Gesteine nach der Küste wandernd, westlich von Mouton auf eine neue Gesteinsserie, ein jungvulkanisches Gebirge, unter dem gelegentlich auch die Unterlage, nämlich krystallines Gebirge, zutage tritt. Dieses bisher noch völlig unbekannte Vulkangebiet ist in der Hauptsache aus Augitandesittuffen aufgebaut; ich konnte neben einigen noch deutlichen Vulkanformen hier zwei Kraterseen nachweisen, die bisher völlig sagenhaften Seen von Bolano (Batu dako und Bolano Sewu)[1].

Hiernach besitzt das Profil durch die Insel westlich Mouton folgende Gestalt (Fig. 2).



(Signaturen vgl. Fig. 1.)

Fig. 2.
Profil Bwool—Mouton.

Mit der Annäherung an das Innere der Tominibucht treten neben den vorwiegend O—W gerichteten Störungen, wie wir sie bisher kennen lernten (vgl. die tektonische Übersichtskarte Fig. 3), letztere gleichsam ablösend, mehr und mehr N—S gerichtete Störungen auf, die erheblich jüngeres Alter besitzen müssen als jene; denn z. T. sind sie noch in nahezu senkrechten Felsabstürzen von vielen 100 m Höhe an den gewaltigen Gebirgen von Tomini und Tinombo direkt bloßgelegt, eine um so auffälligere Erscheinung, als die intensive Verwitterung und rapide Abtragung dieser steilen Gebirge zusammen mit der alles umkleidenden tropischen Vegetation derartige Abbrüche schnell zu verschleiern pflegen. Daß es sich um ganz jugend-

[1]) Was bisher unter diesen Namen beschrieben ist, können nach den Beschreibungen nur die kreekartigen Erweiterungen des Bolanoflusses nahe der Küste sein, die bei den Eingeborenen Tabutonke heißen. Vgl. dagegen Sarasin a. a. O.

liche, ja heute noch fortdauernde Störungen handelt, beweisen weiterhin die noch ständig im Innern der Bucht und ferner bei Dongala auf der Westseite der Nordhalbinsel, wo gleiche Störungen auftreten, fast täglich zu spürenden Erdbebenstöße in N—S-Richtung.

Übrigens kennt man auch in den Gruben von Sumalatta und Paleleh in gleicher Richtung, ca. N 10° O, verlaufende Störungen, die die goldführenden O—W-Gänge verwerfen, ein Zeichen, daß N—S-Störungen auch im Osten der Nordhalbinsel auftreten, aber nicht so deutlich wahrnehmbar sind. Im Innern der Tominibucht stoßen wir plötzlich auf ganz fremdartige Gesteine, dunkle Tonschiefer mit Kalkeinlagerungen, rote Tonschiefer, Grauwacken, Quarzite, Kieselschiefer, dazwischen mächtige Diabaslager mit echten Diabastuffen, alles in bunter Wechsellagerung miteinander verknüpft. Nur eines fehlt dieser interessanten und bisher noch völlig unbekannten Gesteinsserie, die von der Gegend von Palasa an auf eine Erstreckung von ca. 150 km das Hauptelement der Nordhalbinsel bildet, nämlich sicher bestimmbare Fossilien. Was mir zu finden gelang, hat bisher noch keine Bestimmung ermöglicht und konnte daher für die Altersbestimmung der Schichten nicht herangezogen werden. Ich möchte indessen aus dem Gedanken heraus, daß die ganzen Sedimentgesteine innerhalb der krystallinen Schiefer in gleicher SO—NW gerichteter Faltungsrichtung mitgefaltet sind, schließen, daß es sich um präcarbonische, und zwar vielleicht devonische Gesteine handelt, präcarbonische, weil ich die Faltung, von der die cretaceischen Tuffbreccien von Nordcelebes nicht mehr betroffen sind, nach Analogie mit den Faltungsperioden auf den benachbarten Inseln des Archipels ins Untercarbon verlegen möchte.

Einen besonders interessanten Querschnitt durch den Teil der Insel, in dem die genannten Sedimente auftreten, zeigt die Gegend von Kasimbar, wo das Gebirge, das sonst Höhen von 1500—2000 m, ja bei Tinombo, wo der Nordarm nur 28 km Breite besitzt, sogar 3400 m erreicht, bis zu sehr geringer Meereshöhe, nämlich etwa 400 m, abschwillt. Auffälligerweise wird der Kern gerade an dieser Stelle von einem mächtigen, nahezu die ganze Breite der Insel einnehmenden Granitmassiv gebildet, zu dessen Seiten nur schmale Kontaktzonen der umkleidenden Schieferhülle noch vorhanden sind. Der Kontakthof ist durchsetzt von zahlreichen Aplitgängen; die Kontaktgesteine zeigen die mannigfachsten Übergänge von Fruchtschiefer bis zu dichten Hornfelsen und Andalusitglimmerschiefern. Der Granit, ein biotit- und hornblendeführender Granitit, ist verhältnismäßig

einheitlich zusammengesetzt, doch besitzt er eine auffällige Eigentümlichkeit; er ist durchsetzt von zahllosen, meist nur wenige Meter mächtigen basischen Gängen, die in sich kreuzender Richtung, einerseits ungefähr parallel zum Kontakthof, andrerseits ungefähr senkrecht dazu verlaufen. Vielleicht handelt es sich hier um basische Nachschübe längs der Kontraktionsspalten des Granitkernes.

Weiter nach Süden nehmen die Schiefer wieder an oberflächlicher Verbreitung zu und werden bei Dongulu überlagert von alttertiären Nummulitenkalken, die indessen nur sehr beschränkte Verbreitung besitzen. Erwähnung verdienen weiterhin jungtertiäre Kalke, die die Küste zwischen Tinombo und Kasimbar in schmalen Säumen begleiten.

Etwa 40 km nördlich von Parigi, im Südosten der Tominibucht, hebt sich abermals das krystalline Gebirge, bestehend in der Hauptsache aus Gneis mit granitischen Gängen, heraus. Es bildet hier das Wurzelstück des langgestreckten Nordarmes an Zentralcelebes.

Das krystalline Schiefergebirge setzt von hier durch den ganzen Zentralstock von Celebes durch, im Osten wie im Westen begleitet von gewaltigen jungen Grabeneinbrüchen (dem Graben von Posso und dem Graben der Bucht von Dongala), auf die näher einzugehen, mir leider die Zeit verbietet; immer behält auch hier das krystalline Gebirge, das auch den Ostarm der Insel im wesentlichen aufbaut, sein von der heutigen Form der Insel völlig unabhängiges SO—NW gerichtetes Streichen bei.

Diese Tatsache ist insofern als bedeutungsvoll anzusprechen, als dadurch die Frage eine gewisse Beleuchtung erfährt, ob die Insel Celebes ein junges Faltengebirge darstellt, ob die bisher allgemein von den Kennern der Insel vertretene Ansicht, daß die Insel ihre gespensterhaft chiragratische Form der Aufpressung derartig gewundener junger Faltengebirge verdankt, wie sie die Gebrüder Sarasin trotz ihrer eingehenden Studien auf der Insel in ihren Karten noch zur Darstellung bringen, zu Recht besteht. Von derartigen schlangenartigen Kettengebirgen ist in Wirklichkeit nirgends eine Spur zu entdecken. Auch fehlen Anzeichen einer jungen, also tertiären Faltung generell auf der Insel ganz; die heutige Gestalt verdankt sie, und darauf sollten meine Ausführungen in der Hauptsache hinzielen, lediglich gewaltigen Abbrüchen, die in W—O-Richtung einerseits, in N—S-Richtung andrerseits verlaufend, in ihrer Gesamtwirkung die eigenartige heutige Gestalt der Insel bedingen (vgl. Fig. 3). In vortertiärer Zeit hat Celebes allem Anscheine nach zusammen mit den benachbarten gleich-

gebauten Molukken eine geschlossene paläozoische bzw. archaische Festlandsmasse gebildet, über die die Transgressionen des Mesozoicums und des Alttertiärs nur in vereinzelten Teilen und keineswegs dauernd übergegriffen haben. Erst mit dem Mittel- bzw. Jungtertiär begann diese alte Landmasse durch gewaltige Einbrüche sich aufzulösen und ihre heutige Form anzunehmen.

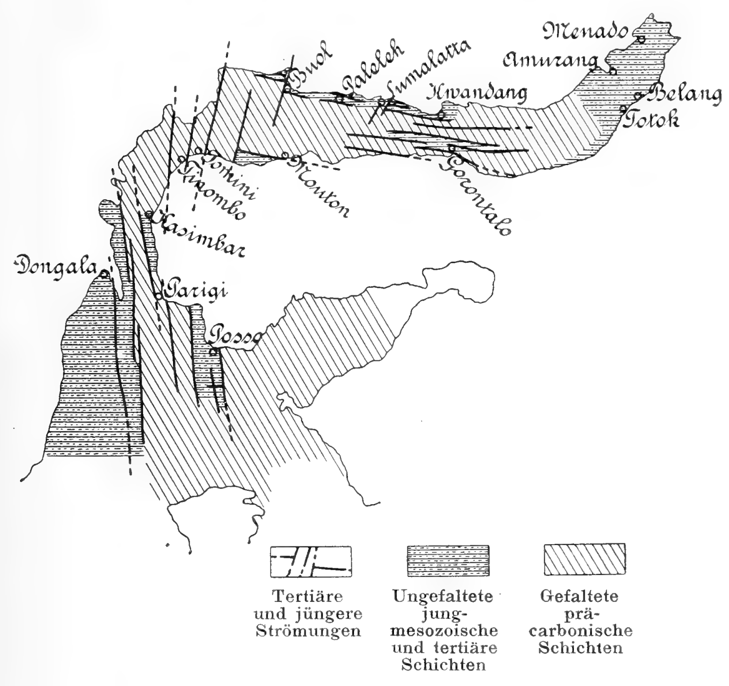


Fig. 3.
Tektonisches Übersichtskärtchen von Nord- und Zentralcelebes.

Diese Anschauungen stehen in gewissem Gegensatze zu E. SUESS' geistvollen Auslassungen über die geologische Geschichte des ostasiatischen Archipels, wie er sie noch letzthin im „Antlitz der Erde" gibt. SUESS vertritt die Ansicht, daß der Archipel ein aus seiner Thetys emporgetauchtes vielgewundenes junges Faltengebirge darstellt. Von jungen Faltengebirgen ist indessen recht wenig bekannt; was schon für Celebes ausgesprochen wurde, gilt auch in mancher Beziehung für Borneo und Sumatra. Auch hier kennt man in genereller Verbreitung lediglich eine SO—NW gerichtete paläo-

zoische Faltung, so daß die Vermutung nahe liegt, den ganzen Archipel als eine mit der gleichgebauten, ostasiatischen (chinesischen) Ländermasse ursprünglich zusammenhängende Landbrücke zwischen Ostasien und Westaustralien anzusehen. Diese Landbrücke hat sich im Laufe der Tertiärzeit — sicher bereits vor dem Pliocän — durch Einbrüche aufzulösen begonnen, ein Prozeß, der stellenweise noch heute fortdauert. Der Verallgemeinerung und Ausdehnung der hier ausgesprochenen Ansicht auf dem ganzen Archipel stehen freilich eine Reihe von Beobachtungen über das Vorkommen mesozoischer Meeressedimente innerhalb des Inselreiches entgegen, und ehe die endgültige Entscheidung über die aufgeworfene Frage gefällt werden kann, wird durch weitere Spezialforschung festzustellen sein, ob die bisher nur vereinzelt von Borneo und von den Molukken wie von Westsumatra gemeldeten Funde mesozoischer Sedimente vereinzelt bleiben werden oder eine allgemeine Verbreitung mesozoischer Transgressionen wahrscheinlich machen.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren RAUFF, KRAUSE, WOLFF und der Vortragende.

Herr **W. WOLFF** bemerkte zu den Ausführungen des Herrn AHLBURG betreffs der Gebirgsfaltung auf der malaiischen Halbinsel, daß diese Faltung zwar im wesentlichen Gesteine von carbonischem und höherem Alter umfaßt, daß aber auch jüngere Sedimente, nämlich Trias (Rhät) und (mittlerer) Jura, gefaltet sind. Der Gunong Tahan in Pahang, ein Gebirgsstock von etwa 2300 m Höhe, besteht ganz aus aufgerichteten Schichten der mesozoischen Tembeling-Serie (SCRIVENOR)[1], vorwiegend Schiefern, Sandsteinen und Conglomeraten.

Hierauf sprach Herr **W. WOLFF** über **eine merkwürdige Miocänfauna von Ibbenbüren (Westfalen).**

Im Anfang vorigen Jahrhunderts wurde zur Wasserlösung im Steinkohlenbergbau am Schafberge bei Ibbenbüren der „Schafberger Tiefe Stollen" aufgefahren, der zwischen Diluvium und Lias eine fossilreiche Tertiärschicht durchfuhr. Die älteren Autoren nennen daraus eine Anzahl Gattungen, meist ohne genauere Artbestimmung, und erklären die Fauna für miocän[2]). Ge-

[1]) Nachträgliche Bemerkung: Nach SCRIVENOR ist die Intrusion der mächtigen, von Zinnerzlagern begleiteten Granite in den Gebirgen der malaiischen Halbinsel erst nach dem mittleren Jura erfolgt.

[2]) HEINE: Geognostische Untersuchung der Gegend von Ibbenbüren (diese Zeitschr. XIII, 1861, S. 237) erwähnt: *Ostrea*, *Arca*,

legentlich seiner Spezialaufnahme der Ibbenbürener Bergplatte fand O. TIETZE in der Berginspektion zu Ibbenbüren die alten Orginale wieder auf und brachte sie nach Berlin. Ich habe sie, so gut es ohne ausreichendes südeuropäisches Vergleichsmaterial möglich war, zu bestimmen versucht und folgende Liste aufgestellt:

Pecten sp.
Arca Noae L.
Pectunculus glycimeris LAM.
Chama gryphina LAM.
Astarte concentrica GOLDF.
Cardita cf. *calcyolata* L.
Donax sp.
Corbula carinata DUJ.
Fissurella cf. *rarilamella* V. KOEN.
Nerita aff. *Martinianae* MATH.
Cerithium sp.
Aporrhais sp.
Cypraea cf. *amygdalum* BR.
Cassis?
Murex?
Uromitra aff. *avellanae* BR.
Oliva cf. *flammulata* LAM.
Pleurotoma?
Conus Dujardini DESH.

Die Fauna erschien mir auf den ersten Anblick so merkwürdig von allen miocänen Faunen des Nordwestens abweichend und statt dessen der mediterranen Formenwelt verwandt, daß ich verschleppte Wiener oder italienische Stücke vor mir zu haben glaubte. Herr TIETZE ist aber fest überzeugt, daß dieselben wirklich aus dem Schafberger Stollen herrühren, und HEINE, V. DECHEN u. a. nennen bereits dieselben Gattungen. Die Facies erinnert noch am ehesten an Oligocän, z. B. an das subhercyne Unteroligocän mit seinen Chamen. Doch zeigt sich, abgesehen von der *Fissurella*, nicht die geringste Artübereinstimmung. Der Charakter ist entschieden miocän. Nun sind aber die norddeutschen Miocänfaunen sämtlich solche eines untiefen Meeres mit flachem, sandig-schlammigem Strande. Das

---

Chama, *Pectunculus* cf. *variabilis* NYST, *Astarte*, *Cardita* sp., *Cardita?* aff. *crenatae*, *Donax*, *Tellina*, *Corbula*, *Cypraea*, *Oliva*, *Nerita*, *Fissurella*, *Cerithium*, *Turritella*, *Rissoa plicata*, *Rissoina*.

Übrigens sind fast sämtliche Fossilien stark abgerollt.

norddeutsche Miocänmeer hatte nirgends Felsküsten[1]), sondern grenzte allenthalben an (Braunkohlen-) Moorlandschaften und Flußniederungen. Die Ibbenbürener Fauna enthält eine Reihe von Arten, die den übrigen Miocänfundorten, z. B. Dingden und Bersenbrück, fremd sind, und ist entschieden eine Blockstrand- oder Felsküstenfauna. Man muß also annehmen, daß dort damals ein älteres Bergmassiv bestand. Dann könnnte die Lebewelt jenes Meeresteils zu der benachbarten eine ähnliche Ausnahmestellung eingenommen haben wie gegenwärtig die Fauna in der Umgebung der Felsinsel Helgoland zu derjenigen der Watten- und Sandküste des deutschen Festlandes. Unter den Aufsammlungen des Herrn O. TIETZE befindet sich auch ein wahrscheinlich dem Diluvium des Schafberger Stollens entnommenes Stück Zechsteinkalk, das tiefe Bohrmuschelgänge aufweist. Vielleicht ist das ein sekundär verlagerter Bestandteil jenes mutmaßlichen miocänen Blockstrandes.

Zur Diskussion sprechen die Herren HAARMANN, OPPENHEIM, BLANCKENHORN und der Vortragende.

Herr **HAARMANN** bemerkte, daß der Schafberger Tiefe Stollen seinerzeit gleich ausgemauert worden ist, so daß auch FRIEDRICH HOFFMANN, der erste, der über das Tertiär berichtete, die Schichten nicht anstehend gesehen hat. Das Stollenmundloch liegt 69,5 m über N.N.

Die interessanten Ausführungen von Herrn WOLFF stimmen mit dem auf anderem Wege festgestellten Alter der Gebirgsbildung durchaus überein. Denn für die Osnabrücker Gegend habe ich nachgewiesen, daß die Gebirge wesentlich in vormiocäner Zeit aufgefaltet worden sind, und es kann daher nicht überraschen, wenn am Rande der Ibbenbürener Bergplatte, die damals als Insel aus dem Meere herausragte, in mittelmiocäner Zeit eine Fauna lebte, die sich mit der rezenten des Blockstrandes von Helgoland vergleichen läßt.

v. w. o.

BÄRTLING. RAUFF. STREMME.

---

[1]) Möglicherweise wird man an einigen älteren Gesteinshorsten (Lüneburg u. a.) noch Anzeichen entdecken, daß sie Untiefen oder Inseln im Miocänmeer gebildet haben. Von Langenfelde bei Hamburg, wo sich eine Untiefe von Zechsteingips zur obermiocänen Zeit befand, erhielt ich kürzlich eine *Ostrea*, die sonst unserm Miocän fremd ist. GOTTSCHE verzeichnet von dieser Stelle noch andere Eigenheiten, die auf teilweise steinigen Strand deuten.

Briefliche Mitteilungen.

17. Über die genetischen Beziehungen zwischen Pechstein und Porphyr der Meißner Gegend.[1])

Von Herrn O. Stutzer.

(Mit 2 Textfiguren.)

Freiberg i. Sa., den 15. März 1910.

Im Jahre 1888 hielt A. Sauer in der Deutschen Geologischen Gesellschaft einen Vortrag über die genetischen Beziehungen zwischen Pechstein und Porphyr der Meißner Gegend. Die in diesem Vortrage mitgeteilten Ansichten finden sich wiedergegeben in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 40, S. 601 ff., und in den Erläuterungen zur Sektion Meißen der geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen (Leipzig 1889). Die dort von Sauer verfochtene Meinung ist heute von vielen Petrographen im großen und ganzen akzeptiert worden. So verteidigte sie unter anderen auch H. Rosenbusch in der vor kurzem (1908) erschienenen vierten Auflage der mikroskopischen Physiographie der massigen Gesteine (S. 824).

Die Ansicht Sauers ist folgende:

„Aus den Darlegungen auf S. 81 und 91 hatte es sich ergeben, daß jedenfalls enge genetische Beziehungen nicht bloß zwischen Pechstein und Pechsteinfelsit, sondern auch zwischen diesen und dem Dobritzer Porphyr bestehen, auf Grund welcher anzunehmen wäre, daß der Pechstein als alleinige ursprüngliche Eruptivmasse zuerst in Pechsteinfelsit und dieser dann in Dobritzer Porphyr überging.“ (Erläuterung zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen, Blatt 48, Sektion Meißen, S. 92, Leipzig 1889.)

Nach Sauers Ansicht ist demnach der Dobritzer Quarzporphyr sekundär aus Pechstein hervorgegangen.

---

[1]) Erster Teil eines Vortrages in der Februar-Sitzung dieser Gesellschaft; vgl. diese Monatsber. S. *102*.

Für die Begründung dieser Ansicht werden folgende Beobachtungen angeführt:

Bei beginnender Veränderung des Pechsteins vermehren sich die perlitischen Sprünge. Gleichzeitig mit Zunahme der perlitischen Sprünge tritt oft eine „felsitähnliche“ Substanz auf. Diese „felsitähnliche“ Substanz ist sekundären Ursprunges. Denn:

1. Diese Felsitbildung erfolgt von perlitischen Sprüngen aus. Eine Trübung des Pechsteinglases geht ihr voraus.

2. Die Ströme der opaken Mikrolithen verschwinden vor der um sich greifenden Felsitbildung. Sie werden offenbar zerstört (hydratisiert). Für letzteres spricht auch ein im Felsit bisweilen vorhandenes, fein verteiltes rötlichbraunes Pigment.

3. Die „Felsitisierung“ führt oft zu einer Maschenstruktur. Durch diese Maschenstruktur läßt sich auch makroskopisch die Aufzehrung der Glassubstanz erkennen.

4. Außer von perlitischen Sprüngen geht die Felsitisierung auch von kreuz und quer verlaufenden Rissen und Spalten sowie von porphyrischen Einsprenglingen aus, kurz, überall von Stellen, wo Diskontinuitäten in der Glassubstanz vorhanden sind.

5. Maßgebend für den Verlauf der Felsitisierung ist auch die Verteilung der Mikrolithen und die hierdurch bedingte Struktur des Gesteinsglases. Sie geht zwar auch hier stets zunächst von Sprüngen aus, folgt dann aber, z. B. zwischen Garsebach und Dobritz oder wie bei Schletta, vorzugsweise der Fluidalstruktur. An anderen Stellen folgt sie einer vorgezeichneten Breccienstruktur.

6. Bemerkenswert ist ferner, daß der Wassergehalt (9 bis 10 Proz.) dieser „felsitähnlichen“ Substanzen größer ist als der durchschnittliche Wassergehalt der Pechsteine (6—8 Proz.). In diesen „felsitähnlichen“ Substanzen liegen demnach hochhydratisierte Silikate vor. Es spricht dies gegen eine glutflüssige Ausscheidung dieses Felsites. —

Durch diese Beobachtungen ist jedenfalls festgestellt, daß diese hochhydratisierten „felsitähnlichen“ Silikate sekundärer Entstehung sind, und daß sie nicht als Ausscheidungen aus dem Pechsteinmagma gedeutet werden dürfen.

Die sekundäre Entstehung des Dobritzer Quarzporphyres aus Pechstein versucht nun SAUER in folgender Weise weiter klarzumachen:

„Die mit dem Vorgange des Krystallinischwerdens notwendigerweise verbundene Volumenverminderung der Gesteinsmasse wird durch eine entsprechende Wasseraufnahme aus-

geglichen, so daß die Felsitisierung des Pechsteines ohne Kontraktionserscheinungen, ohne die Bildung klaffender Spalten, vielmehr unter innig fester Verwachsung der sekundären Felsitmasse mit dem primären Pechstein sich vollzieht. Die mikrofelsitischen und mikrosphärolithischen hochhydratisierten Silikate, welche in der Hauptsache den Pechsteinfelsit zusammensetzen, gehen dann später unter Wasseraustritt in mikrokrystallinische Aggregate über. Die mit diesem Vorgang verbundene beträchtliche Volumabnahme gibt sich in der Bildung winzigster zahlloser Hohlräume kund, die dann nachträglich wieder ausgefüllt werden. Erst mit diesem letzten Akte wird das Gestein in den Zustand übergeführt, in welchem es sich gegenwärtig als Dobritzer Porphyr darbietet." (SAUER: a. a. O., S. 94.)

Diesen Schlußfolgerungen möchten wir uns nicht anschließen. Aus folgenden Gründen halten wir es vielmehr für wahrscheinlich, daß aus Pechstein mit einem Übergang durch die „hochhydratisierte felsitähnliche" Substanz Dobritzer Felsitporphyr nicht entstehen kann:

1. Der Pechstein enthält nach SAUER ca. 8 Proz. Wasser, die aus ihm hervorgegangene „felsitähnliche Substanz" bis 11 Proz. Bei Bildung des typischen Felsites müßten diese bedeutenden Wassermengen nun abgegeben sein. Es müßte das Gestein daher entweder zusammensintern oder porös werden. Die Erhaltung aller primären Strukturen wie die Erhaltung der Sphärolithe und Axiolithe, der Fließstruktur usw. spricht aber durchaus gegen ein Zusammensintern. Zumal wenn man bedenkt, daß die 8—11 Proz. Wasser der „felsitähnlichen Substanz" Gewichtsprozente und keine Volumprozente sind. Das Zusammensintern müßte demnach mehr als 20 Proz. betragen haben. Anzeichen einer früheren überaus großen Porosität des Gesteines, wie sie durch Abgabe von 8—11 Proz. Wasser erklärlich wäre, und wie sie SAUER beschreibt, sind aber nach unseren Beobachtungen in der zu erwartenden Menge auch nicht vorhanden.

2. Die geologische Lagerung spricht gegen die geschilderte sekundäre Entstehung des Dobritzer Porphyres aus Pechstein. Nach SAUER hat sich der Felsit dieser Porphyre gebildet aus einer „felsitähnlichen" Substanz, die ihrerseits durch Wasseraufnahme aus Pechstein entstanden ist. Es müßte daher die Bildung des Felsites und des Felsitporphyres vor allem dort eintreten, wo der Hinzutritt von Wasser zum Pechstein am leichtesten war, d. h. im Hangenden und im Liegenden des Pechsteinmassives und rechts und links von Spalten.

Das Liegende des Pechsteins im Triebischtal bei Meißen bildet nun meistens Tuff (vulkanischer Tuff). Dieser ruht

seinerseits dem Grundgebirge auf, welches aus Granit und Syenit besteht. Der Zutritt des Wassers zum Liegenden des Pechsteines wird durch diesen nicht allzu mächtigen Tuff in leichter Weise ermöglicht; und tatsächlich ist der Pechstein in seinen unteren Partien auch zu einer weichen, tonigen Masse zersetzt, die ihn schwer vom unterlagernden Tuff unterscheiden läßt. Dobritzer Quarzporphyr ist aber im Liegenden der Pechsteine des engeren Triebischtales nicht vorhanden! (Götterfelsen, Garsebach, Semmelsberg.)

Der Übergang zum Porphyr tritt erst im Hangenden des Pechsteines auf. Bei Annahme einer sekundären Entstehung des Dobritzer Porphyres müßte sich nun zwischen diesen beiden Gesteinen eigentlich ein Pechstein mit einer großen Menge einer hochhydratisierten felsitähnlichen Substanz befinden. Diese „hochhydratisierte, felsitähnliche Substanz" ist aber in dieser Übergangszone nicht in größerer Menge vorhanden als an anderen Stellen des Pechsteins.

Auch rechts und links von Spalten im Pechsteinmassiv, auf welchen Gewässer zirkulieren konnten, finden wir zwar jene „hochhydratisierte, felsitähnliche" Substanz, aber nie Dobritzer Felsitporphyr. Statt der zu erwartenden Porphyrgänge treten vielmehr primäre felsitische Porphyrkonzentrationen im frischen Pechstein auf (die sogenannten wilden Eier), die sich ganz unabhängig von irgendwelchen Spalten und Klüften erweisen.

Wir kommen demnach zu dem Schlusse, daß die „hochhydratisierte felsitähnliche" Substanz zwar sekundär aus Pechstein hervorgeht, daß aber keine zwingende Beobachtung vorliegt, welche für eine Umwandlung dieser hochhydratisierten Substanz in typischen Felsit oder in ein allotriomorph körniges Quarz-Feldspataggregat beweisend wäre.

Das allotriomorph körnige Aggregat, welches durch Zersetzung aus Pechstein bzw. aus der sekundären felsitähnlichen Substanz entsteht, setzt sich nach unseren bisherigen Beobachtungen stets zusammen aus Quarz, Kaolin und glimmerartigen Mineralien, während sekundärer Feldspat von uns niemals gefunden wurde.

Eine Entstehung des Dobritzer Quarzporphyres aus Pechstein halten wir daher in der von Sauer angegebenen Weise für unwahrscheinlich.

Wir selbst bekennen uns vielmehr wieder zu der früheren Ansicht, nach der Dobritzer Quarzporphyr und Pechstein von Anfang an zwei verschieden ausgebildete Erstarrungsmodifikationen desselben Magmas sind.

Primäre Übergänge zwischen beiden Gesteinen sind vorhanden. Dieselben sind analog den Übergängen zwischen Obsidian und Liparit bei jüngeren Vulkanen.

Für diese Ansicht können zunächst die beiden Gründe angeführt werden, die weiter oben schon genannt waren, die Erhaltung primärer Strukturen im Porphyr und die geologische Lagerung.

Dann aber sprechen hierfür auch primäre felsitische und krystalline Ausscheidungen im Meißner Pechstein.

Als solche seien zunächst die Kugelpechsteine vom Nordwestabhange des Kuhberges gegenüber Wachtnitz genannt, welche ganz im Norden des Meißner Gebietes auftreten. Die in dem dortigen grünen Pechstein vorkommenden Kugeln sind auch nach SAUERs Ansicht primäre Ausscheidungen (Sphärolithe) im Pechsteinmagma. Sie liegen innerhalb der ganz frischen Pechsteinmasse ohne jede bestimmte Anordnung zerstreut umher. Ihre Größe ist etwa die der Walnüsse. Bei der Verwitterung lösen sie sich aus dem Pechstein heraus und liegen dann zahlreich auf dem Boden der Abhänge und Wege. Die sphärolithische Natur dieser Gebilde erkennt man besonders im Dünnschliff. Man sieht hier ein äußerst feinfaseriges Aggregat dicht aneinander schließender, eisblumenartiger Krystallisationen. Der Beweis der primären Entstehung dieser Gebilde wird von SAUER vor allem durch mikroskopische Beobachtungen erbracht, nach welchen diese Sphärolithe in durchaus frischen, an felsitischen Adern und Trümern freien Pechsteinen auftreten.

Dieselben Gründe lassen sich nun auch für eine primäre Entstehung krystallinischer Gebilde innerhalb des Hauptpechsteinvorkommens im Triebischtal bei Meißen anführen. Es sind dies die sog. „wilden Eier“ der großen Pechsteinbrüche des Triebischtales. Zur Zeit der geologischen Aufnahme SAUERs waren dieselben durch die heutigen großartigen Pechsteinbrüche noch nicht erschlossen. Die Größe dieser Gebilde schwankt zwischen Nußgröße und mehreren Metern Durchmesser. Im Innern sind sie so hart, daß sie kaum gebrochen werden können, nach außen zu sind sie weicher. Von allen Seiten sind diese Gebilde von klarem, durchsichtigem Pechstein eingeschlossen. Das Gestein dieser endogenen Einschlüsse ist grauer Felsitporphyr, der inmitten des Pechsteins in diesen kugeligen Formen auskrystallisiert ist. Die Entstehung dieser „wilden Eier“ ist aus denselben Gründen primär, wie sie für die Sphärolithe von Wachtnitz angeführt wurden. Sie liegen innerhalb eines durchaus frischen Pech-

steins und halten sich niemals an irgendwie geartete Klüfte und Risse. Sie sind demnach gleichsam Krystallisationszentren im Pechsteinmagma (Fig. 1 u. 2).



Stutzer phot. Sept. 09.

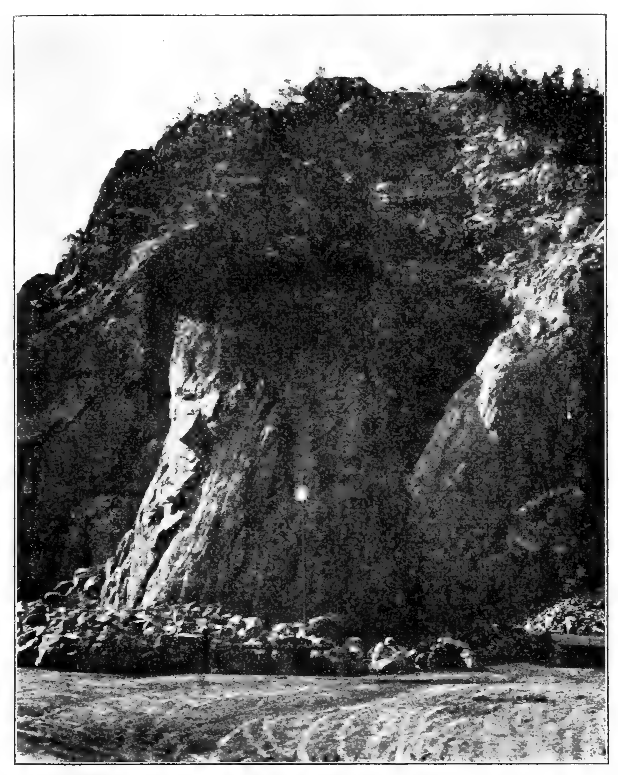
Fig. 1.

Eingang zum großen Pechsteinbruch bei Garsebach im Triebischtal.

Das große kugelige Gebilde im Vordergrund ist eine randlich zersetzte Porphyrkonkretion („Wildes Ei") im Pechstein.

Ähnlich wie diese Porphyrkugeln und Sphärolithe haben sich auch kleinere Felsitmassen und kryptokrystalline Aggregate primär im Pechstein gebildet. Hierdurch sind alsdann vielfach primäre Übergänge zwischen Felsitporphyr und Pechstein geschaffen.

Verschleiert werden diese Übergänge allerdings vielfach durch spätere Zersetzungen, welchen die Felsitporphyre wie in fast allen Gegenden so auch in Meißen mehr oder weniger ausgesetzt waren. Die Haupterscheinung bei dieser Zersetzung bildet die Silifizierung des Gesteines.



Stutzer phot. Sept. 09.

Fig. 2.

Der große Pechsteinbruch bei Garsebach im Triebischtal.

In der rechten unteren Hälfte des Bildes ist ein Durchschnitt durch eine ovale Felsitporphyrausscheidung („Wildes Ei") innerhalb des frischen Pechsteines. Randlich ist diese Porphyrausscheidung zersetzt (heller Rand!). Der innere Teil ist so hart, daß er schwer gebrochen werden kann.

Trotz dieser Verschleierung ist aber das Vorhandensein primärer felsitischer bzw. kryptokrystalliner Ausscheidungen im Pechsteinmagma bewiesen. Warum soll nun der Dobritzer Quarzporphyr mit seiner typischen Fluidalstruktur nicht auch

ein primärer felsitischer Porphyr gewesen sein, der durch Übergänge mit dem Pechstein ebenso verbunden ist wie an anderen Stellen Felsoliparit mit Obsidian?

Auch das gelegentliche Vorkommen zersetzter Mikrolithen in der Felsitgrundmasse der Felsitporphyre spricht nicht für eine sekundäre Entstehung dieser Felsite aus Pechstein. Es beweist nur, daß diese Mikrolithe vor Bildung des Felsites schon vorhanden waren. Es hat sich dieser Felsit in der letzten Phase der Erstarrung gebildet und hierbei vorhandene Mikrolithe eingeschlossen. An ganz frischen Gläsern ist dieses ungestörte Hindurchziehen von Mikrolithen und Trichiten durch Mikrofelsit schon oft beschrieben, und zwar in Fällen, wo die Mikrofelsitbildung noch vor der vollständigen Erstarrung der Glasbasis erfolgte (siehe ROSENBUSCH: a. a. O., S. 796). Krystallisierte nun die ganze Grundmasse des porphyrischen Gesteines zu Mikrofelsit, so konnten sich eben in diesem Mikrofelsit auch vorhandene Mikrolithen noch erhalten. Eine sekundäre, komplizierte Entstehung des Mikrofelsits aus schon erstarrter Glassubstanz wird durch diese Mikrolithen aber in keiner Weise befürwortet.

Nach alledem halten wir eine sekundäre Entstehung des Dobritzer Quarzporphyrs aus Pechstein nicht nur auf dem seinerzeit von SAUER vorgeschlagenen Wege, sondern überhaupt für unwahrscheinlich. Wir erblicken vielmehr in beiden Gesteinen verschiedene relativ gleichzeitige Erstarrungsmodifikationen desselben Magmas, die dann im Laufe der Zeit beide später mehr oder weniger zersetzt wurden.

Werfen wir zum Schlusse einen kurzen Blick auf ähnliche Vorkommen anderer Gegenden.

So vermutet SAUER[1]) eine ähnliche Umkrystallisation vorher vorhandenen Glases in der Grundmasse der Porphyre des Tharandter Waldes (bei Dresden).

Für den Vitrophyr des Burgstalles bei Wechselburg versuchte ROSENBUSCH die sekundäre Umbildung von Pechstein in normalen Porphyr zu beweisen.

SCHEIBE und ZIMMERMANN[2]) schildern in den Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen Felsitporphyre aus dem Thüringer Wald, deren Grundmasse an vielen Stellen auch primär glasig und erst sekundär krystallin gedeutet wird.

---

[1]) A. SAUER: Die genetischen Beziehungen zwischen Pechstein und Porphyr des Meißner Gebietes. Diese Zeitschr. **40**, 1888, S. 601 ff.

[2]) Siehe u. a. Blatt Suhl, Ilmenau, Crawinkel-Gräfenroda (70, 21, 22, 15, Berlin 1908).

In letzter Zeit ist ferner eine Arbeit von H. Bross erschienen: „Der Dossenheimer Quarzporphyr, ein Beitrag zur Kenntnis der Umwandlungserscheinungen saurer Gesteinsgläser" (Stuttgart 1910). In derselben wird auf Anregung Sauers ebenfalls der Nachweis zu erbringen versucht, daß auch der Dossenheimer Quarzporphyr (in der Nähe von Heidelberg am Neckar) aus einem fluidalen Vitrophyr entstanden sei.

Da diese Beispiele leicht noch vermehrt werden könnten, so scheint eine Verallgemeinerung der von uns erläuterten genetischen Beziehungen zwischen Meißner Pechstein und Dobritzer Quarzporphyr für andere analoge Vorkommen an und für sich nicht erlaubt zu sein.

Als Grund für die geschilderte Auffassung einer sekundär aus Glas auskrystallisierten Grundmasse mancher Quarzporphyre wird meist das Auftreten von Mikrofelsitsphärolithen, bisweilen auch das seltenere Vorkommen meist zersetzter Trichitenzüge genannt. Diese Gründe haben indessen, wie wir schon sahen, keine Beweiskraft, da dieselben Erscheinungen auch bei Felsolipariten heute noch beobachtet werden und demnach nur als Beweis dafür dienen, daß in den jetzigen felsitischen Quarzporphyren umgewandelte ehemalige Felsoliparite vorliegen.

Für eine ehemalige glasige Beschaffenheit der Grundmasse kann unserer Meinung nach nur das seltene Vorkommen perlitischer Sprünge sprechen, die wir beim Dobritzer Quarzporphyr zwar nie beobachtet haben, deren Andeutung von Sauer aber genannt wird, und die beim Quarzporphyr anderer Gegenden, wie z. B. beim Quarzporphyr von Dossenheim oder bei gewissen Quarzporphyren des Thüringer Waldes hier und da beschrieben wurden. Da aber an der Grundmasse der heutigen Felsoliparite neben dem vorherrschenden Mikrofelsit auch glasige Basis bisweilen teilnimmt, so würde das gelegentliche Auftreten derartiger perlitischer Sprünge — deren einzig mögliche Entstehung als in einem Glase denkbar vorausgesetzt — nur beweisen, daß den ehemaligen Felsopariten glasige Basis in der Grundmasse beigemengt war. Dieselbe mag dann sekundär zersetzt sein. Auch in der Grundmasse der Dobritzer Quarzporphyre mögen glasige Substanzen früher in geringer Menge vorhanden gewesen sein, da er ja durch Übergänge mit dem Pechstein verbunden ist. Aber aus typischem Pechstein, wie er uns in Meißen noch jetzt vorliegt, hat sich dieser Porphyr aus den schon vorher mitgeteilten Gründen sekundär nicht gebildet.

Es werden die Dobritzer Quarzporphyre daher am besten als umgewandelte ehemalige Felsoliparite gedeutet, die ursprünglich mit Obsidian, dem jetzigen Pechstein, wechsellagerten.

---

18. Über isländische Lavaorgeln und Hornitos.

Von Herrn K. Sapper.

Tübingen, den 22. Februar 1910.

Seitdem ich in dieser Zeitschrift[1]) bei Besprechung einiger isländischer Lavavulkane über die an einem derselben (Selvogsheidi auf der Halbinsel Reykjanes) vorkommenden Lavaspitzen oder Lavaorgeln kurz berichtet habe, habe ich mich vergebens bemüht, in der Literatur genauere Auskunft über diese eigenartigen Gebilde zu bekommen. Sie scheinen demnach nur selten aufzutreten oder vielleicht zum Teil auch der Aufmerksamkeit der Beobachter entgangen zu sein. Thoroddsen[2]) selbst spricht zwar mehrfach von ihnen, gibt aber leider keine eingehende Beschreibung davon. Er erwähnt nur (a. a. O., S. 128), daß die „aufrechtstehenden Lavaspitzen häufig kreuz und quer von durchbohrten und glasierten Lavaröhren durchzogen“ seien, und daß am Strytur eine Lavaspitze sich um 43 m über dem eigentlichen Kratermund erhebe. Solche Höhe erreichen die Lavaorgeln auf der Selvogsheidi nicht; ich schätzte die höchsten auf etwa 10—12 m. Wo abgebrochene Stücke einen Einblick in den Bau der Gebilde erlaubten, vermochte ich einen ansehnlichen Hohlraum zu erkennen, der in der Hauptachse verlief; quergestellte Lavaröhren habe ich nicht gesehen.

Daß diese Gebilde nur von einer äußerst dünnflüssigen Lavamasse gebildet worden sein können, erkennt man schon bei Betrachtung ihrer (freilich äußerlich durch Erosionswirkungen zuweilen ziemlich mitgenommenen) äußeren Gestalt mit den enorm steil, oft senkrecht aufsteigenden säulen- oder hornähnlichen Gebilden, an denen sich häufig schlierenartig ge-

---

[1]) Bd. **59**, Jahrg. 1907, Monatsber. Nr. 3.

[2]) Island I, Erg.-H. 152 zu Petermanns Mitteilungen, S. 128 Kolotta Dyngja, S. 130 Heidinha und Selvogsheidi und S. 132 Strytur.

wundene Rippen herabziehen; am Fuße der großen Hohlsäulen finden sich damit verwachsen oft kleinere, minder deutlich entwickelte, so daß das Gesamtgebilde fast einen orgelartigen Anblick gewährt. Leider habe ich weder Handzeichnungen noch Photographien an Ort und Stelle aufgenommen, so daß ich nicht in der Lage bin, eine Abbildung zu geben. Daß freiwerdendes Gas die dünnflüssige Masse zu den erwähnten Gestalten aufgetrieben hat, darauf läßt der innere, oft recht beträchtliche Hohlraum schließen, und daß nur bei den heißesten und darum auch dünnflüssigsten Magmen die Gasausbrüche solche Wirkungen haben können, ist daraus zu erschließen, daß nur in der höchsten Gipfelregion Lavaorgeln bisher nachgewiesen werden konnten; und diese Art des Vorkommens spricht andererseits auch gegen W. v. KNEBELS Ansicht[1]), daß diese Lavavorkommen durch einen einzigen gewaltigen Erguß entstanden wären; denn wenn das der Fall wäre, so wäre ja kein Grund einzusehen, weshalb nicht auch an den Hängen, ja selbst am Fuße des Vulkanmantels solche Lavaorgeln sich hätten bilden sollen. Tatsächlich aber fand ich an den Hängen der Selvogsheidi nur flache, oft eingestürzte Lavakuppeln von der Art der „Schollendome", wie sie MERCALLI[2]) nach einer Photographie von B. FRIEDLÄNDER aus dem Kilauea-Krater abbildet. Auch diese Gebilde lassen auf eine hochgradige Dünnflüssigkeit des Magmas schließen, ebenso wie die allenthalben zu beobachtenden Runzeln der sonst glatten Lavaoberfläche; aber ihre Gestalt verrät doch neben einer geringeren Gasspannung auch einen geringeren Grad von Dünnflüssigkeit gegenüber den Laven der Gipfelregion, was zweifellos eine Folge der allmählichen Verminderung der Temperatur des Magmaflusses und einer Verminderung des Gasgehalts infolge des vorherigen Gasverlustes in höheren Bergregionen war. Das kalte isländische Klima muß die Abkühlung auch ein wenig mehr beschleunigen als etwa tropisches Klima, wenn es sich um verhältnismäßig so geringfügige Magmamassen handelt wie bei den Lavaorgeln, und diese Überlegung legt die Frage nahe, ob das Vorkommen der Lavaorgeln nicht etwa lediglich aus klimatischen Gründen auf Island beschränkt wäre? In der Tat finden sich ja Schildvulkane vom Typus der isländischen Dyngja z. B. auch auf Hawaii, aber es ist mir keine Beschreibung oder Abbildung bekannt, welche auf das Vorkommen

---

[1]) Über die Lavavulkane auf Island. Diese Zeitschr. 58, 1906, Monatsber. S. 59 ff.

[2]) I vulcani attivi della Terra, S. 51. Milano 1907.

von Lavaorgeln schließen ließe, und auch vom Matavanu auf Savaii, der seit August 1905 sich in ständiger Tätigkeit befindet und gasreiche Laven von äußerster Dünnflüssigkeit liefert, ist bisher noch kein Gebilde dieser Art bekannt geworden. Freilich sind die höchst interessanten Äußerungen dieses Vulkans bisher nur gelegentlich und für ganz kurze Zeit von fachmännisch gebildeten Geologen beobachtet worden. Einer derselben[1]) berichtet allerdings: „Mr. von der Heide described to me a small pillar seen by him in the crater. On my visit I did not see it, but from the description, I take it to be a driplet cone." Es besteht also hier immer noch die Möglichkeit, daß im Matavanu-Krater eine Zeitlang eine Lavaorgel gestanden hätte; doch scheint auch mir Jensens Annahme eines Tröpfchenkegels wahrscheinlicher, da die Lavabildungen und vulkanischen Äußerungen von Savaii und Hawaii sich ungemein ähnlich sind, und von Hawaii mehrfach „driblet cones" bekannt sind. Dana beschreibt die Bildung eines derartigen Gebildes wie folgt: „It had been formed over a small vent, out of which the liquid rock was shot up in driblets and small jets", und vergleicht das Ganze mit einem versteinerten Springquell[2]). Ein Blick auf die von Dana gegebenen Abbildungen zeigte mir alsbald, daß die Lavaorgeln nicht als Tröpfchenkegel im Sinne Danas aufzufassen sind, denn die Oberfläche ist offenbar in einheitlichem Guß entstanden, nicht durch sukzessives Auffallen nachher erstarrender Tropfen. Bei der Unersteiglichkeit der hohen Lavaspitzen der isländischen Schildvulkane ist es mir leider nicht bekannt, ob dieselben an der äußersten Spitze eine Öffnung tragen wie die Tröpfchenkegel; es muß Sache späterer Untersuchung bleiben, das in Zukunft einmal festzustellen. (Angesichts der Tatsache, daß die kleineren Säulen und Höcker der Lavaorgeln keine Öffnung an der Spitze haben, halte ich es übrigens für wahrscheinlich, daß auch die hohen Säulen einer Öffnung entbehren.) Aber gleichviel, ob eine solche Öffnung vorhanden ist oder nicht, so zeigt doch die ganze Form, daß es sich bei ihrer Bildung um einen ähnlichen Vorgang handelt wie bei dem der Tröpfchenkegel, nur mit dem Unterschied, daß zur Hervorbringung der Lavaorgeln ein noch höherer Grad von Dünnflüssigkeit und eine noch größere Energie der Gasspannung

---

[1]) H. J. Jensen: The Geology of Samoa, and the eruptions in Savaii. Proc. Linnean Soc. of New South Wales 1906, **31**, S. 659.

[2]) Vgl. James D. Dana: Characteristics of Volcanoes. New York 1890, S. 71 (eine 2. Abbildung S. 85).

notwendig ist als zur Hervorbringung eines driblet cone; ein weiterer Unterschied besteht darin, daß bei den Tröpfchenkegeln ein minder steilböschiger, scharf abgesetzter, kegelförmiger Unterbau vorhanden ist, der bei den Lavaorgeln höchstens undeutlich und ohne scharfen Absatz angedeutet ist.

Aber wenn DANA den Tröpfchenkegel mit einer versteinerten Fontäne vergleicht, so scheint mir derselbe Vergleich noch besser auf eine Lavaorgel zu passen, die freilich eine energischere Fontänentätigkeit repräsentieren würde als der Tröpfchenkegel. Wiederum drängt sich hier die Frage auf, ob nicht vielleicht das wesentlich kältere Klima Islands die Ursache dafür ist, daß hier die machtvolleren Lavafontänen zuweilen während ihrer Bildung erstarren, indes sie in den Tropen auch in den relativ kühlen Gebirgsregionen stets verrauschen. Diese Überlegung wäre auch unter Umständen geeignet, ein Licht darauf zu werfen, warum auf manchen postglazialen Schildvulkanen Islands Lavaorgeln vorkommen, auf andern nicht; denn es läßt sich annehmen, daß nur bei schneidendster Kälte vielleicht die Erstarrung rasch genug erfolgt, um ein dauerndes Gebilde zu hinterlassen, so daß also die Lavaspitzen nur etwa den im Winter spielenden Lavafontänen entsprechen würden.

Auffällig ist jedoch, daß meines Wissens bisher auf Island noch kein Tröpfchenkegel im Sinne DANAS gefunden worden ist, während man doch seine Erhaltung in dem kalten Klima recht wohl erwarten könnte.

Leider ist der Mechanismus der Lavafontänen, für dessen Studium der gegenwärtige Matavanu-Ausbruch auf Savaii die beste Gelegenheit schon seit Jahren böte, noch nicht genügend aufgeklärt, so daß man die aus der Erstarrung von Lavafontänen sich ergebenden Formen noch nicht im einzelnen kennt und darum auch noch nicht mit Sicherheit sagen kann, ob meine Vermutung über die Entstehung der Lavaorgeln richtig ist oder nicht.

Die verschiedenen Lavavulkane Islands zeigen übrigens recht große Unterschiede in bezug auf die Beschaffenheit der Lava, wie man schon an der Verschiedenheit der Böschungswinkel erkennen kann, welche THORODDSEN (a. a. O., S. 127) in einer besonderen Liste für die ihm bekannten Berge dieser Art mitteilt. Mehrere derselben hat THORODDSEN nur von weitem gesehen und konnte daher keine Angaben über das Vorkommen von Lavaspitzen machen; andere, wie die von mir besuchte Lyngdalsheidi, sind präglazial und können während der Vergletscherung ihre Orgeln verloren haben (von denen

ich freilich nirgends die Spur einer Wurzel am Grund entdecken konnte). Unter den von THORODDSEN untersuchten Bergen haben Lavaspitzen folgende sehr flachböschige Berge: Heidinhá, Selvogsheidi und Strytur. Jedoch zeigt nach THORODDSEN die Kerlingardyngja ebenfalls flache Böschungen (2—3°), aber keine Lavaspitzen, während solche an der Kolótta Dyngja vorkommen, obgleich diese nach THORODDSEN starke (6—8°) Neigungen besitzt. Es gibt also der Böschungswinkel noch keinen sicheren Hinweis auf das zu erwartende Vorkommen von Lavaorgeln. Auch der mit 5—6° ansteigende kleine Burfell bei Hlidarendi muß ursprünglich Lavaspitzen gehabt haben, da ich neben dem obersten Explosionskrater das Bruchstück einer dickwandigen Lavaröhre mit etwa 30 cm Öffnungsdurchmesser im Licht gefunden habe.

Die verschiedene Beschaffenheit der Lava verschiedener Schildvulkane zeigt sich aber nicht bloß an der verschiedenen Böschung, sondern auch an Unterschieden in der Ausgestaltung der Oberfläche. So erwähnt THORODDSEN für die Hänge der Kolotta Dyngja das Vorkommen zahlreicher „Hornitos in den merkwürdigsten Formen, entweder von der zähflüssigen Lava zusammengeklebt[1]), zuweilen in Form von glasierten Kesseln, oder mit Lavaklecksen wie Schuppen an einem Tannenzapfen überkleistert[2]), oder auch von zusammengefilzten Lavaseilen übersponnen“; auch für die Hänge der Trölladyngja wird das Vorkommen von Hornitos berichtet, und W. v. KNEBEL erwähnt (a. a. O., S. 61), daß Tausende von Lavahügeln und Hökern die Hänge des Skjaldbreid bedecken; für die übrigen Schildvulkanhänge hat THORODDSEN keine derartigen Gebilde erwähnt. An den von mir besuchten Schildvulkanen Islands fehlen sie ebenfalls, und die an der Selvogsheidi so häufigen Lavakuppeln habe ich am Burfell und der Lyngdalsheidi ebenfalls nicht bemerkt. Dagegen zeigten die letztgenannten drei Schildvulkane übereinstimmend glatte, von zahllosen Runzeln überzogene Lavaoberflächen[3]) (Helluhraun).

---

[1]) Schweißschlackenkegel?

[2]) Ob mit dieser Beschreibung Schweißschlackenkegelchen oder eine Art Tröpfchenkegel angedeutet sein sollen, weiß ich nicht.

[3]) Durch diese Oberflächenbeschaffenheit unterscheiden sich die Laven der mir bekannten Schildvulkane wesentlich von der Mehrzahl derjenigen der von mir besuchten jugendlichen Lavaströme Südislands, denn diese zeigen zumeist eine sehr rauhe, zackige Oberfläche (Apalhraun); doch treten in den großen Lavaströmen des Laki stellenweise Strecken von Fladenlava inmitten der rauhen Spratzlava auf, und über die Hänge des großen Explosionsgrabens Eldgjá sind (offenbar nach

Habe ich Hornitos auch nicht auf den Hängen von Schildvulkanen beobachtet, so doch sehr vielfach auf isländischen Lavaströmen und Vulkanspalten. Für die Ausgestaltung und Entstehungsweise der Hornitos ist es hier gleichgültig, ob sie sekundären oder primären Ursprungs sind; denn offenbar ist im einen wie im anderen Falle durch Gasmassen von bescheidener Spannung die Lava glockenförmig emporgetrieben worden und dabei erstarrt[1]). Die oft wundervolle Ausbildung der Lavatropfen und Lavastalaktiten im Innern der Hornitogewölbe zeigt den noch relativ hohen Grad der Dünnflüssigkeit deutlich. Zuweilen ist nach der teilweisen Erstarrung des Hornitos der Gasdruck doch noch übermächtig geworden, so daß das Gebilde sich öffnete, und kleinere und größere Lavastücke mit geringer Gewalt herausgeschleudert wurden, die nun noch plastisch auf den äußeren Mantel niederfielen und denselben mehr oder weniger schuppen- oder dachziegelförmig mit festangeschweißten Schlackenstücken überzogen. In den meisten Fällen ist aber an den durch festangeschweißte Schlacken ausgezeichneten Gebilden nichts mehr von der Innenwölbung des Hornitos kenntlich, sondern man sieht nur Schweiß- oder Klebschlackenkegel bzw. -wälle mit fast senkrechten, zuweilen überhängenden Innenwänden und steilen, unregelmäßigen Außenwänden. In sehr vielen Fällen darf man wohl annehmen, daß die Schweißschlackengebilde nicht erst die Zwischenstufe eines Hornitos durchgemacht haben, sondern unmittelbar durch das unter geringer Gewalt vor sich gehende Auswerfen von Lavastücken, die noch plastisch oder halbplastisch niederfallen,

---

dem Erguß der ausgedehnten Apalhraunfelder) an mehreren Stellen breite Streifen glatter Lava herabgeflossen (vgl. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XXVI, S. 32). Dies Vorkommen sehr jugendlicher glatter Lava innerhalb der verhältnismäßig kleinen Fläche Islands, die ich näher kennen gelernt habe, spricht entschieden gegen die auch von Herrn SPETHMANN (Zentralbl. Min. 1909) bestrittene Ansicht K. SCHNEIDERS (Zur Geschichte und Theorie des Vulkanismus, Prag 1908, S. 91), daß das Helluhraun auf Island älter sei als das Apalhraun. In dem mir bekannten Teile Islands sind die jugendlichen Lavaströme zwar vorzugsweise Apalhraun, aber doch, wie obiges Beispiel zeigt, keineswegs allgemein. Zu bemerken ist freilich, daß die glatte Lava von Eldgjá nicht die runzelige Oberfläche besitzt wie das typische Helluhraun der Schildvulkane, sich also davon nicht unwesentlich unterscheidet.

[1]) Eine Reihe ganz ähnlicher Hornitos beobachtete ich auch auf Lanzarote (Canarische Inseln), dessen vulkanische Erscheinungen überhaupt in vielfacher Hinsicht Ähnlichkeit mit denen Islands aufweisen; neuerdings hat PACHECO (Estudio geologico de Lanzarote y de las Isletas Canarias, Mem. Soc. española Historia natural VI, 4, 1910) einige derselben abgebildet und näher beschrieben.

aufgebaut werden. Je geringer das Maß der Plastizität der Lavastücke beim Auffallen ist, desto größer wird dann die Annäherung an einfache gesetzmäßige Profillinien des Gebildes, und aus der verhältnismäßig regelmäßigen Gestalt des in MERCALLIs Vulkanbuch S. 57 abgebildeten, von B. FRIEDLÄNDER photographisch aufgenommenen Schlackenkegelchens der Insel Niuafue (Tonga-Gruppe) darf man annehmen, daß das Maß der Plastizität der Schlacken beim Auffallen nur noch gering war. Die von SILVESTRI am Ätna 1883 oder 1879 beobachteten steilwandigen Schlackenkegelchen, über deren Beschaffenheit ich leider keine näheren Nachrichten habe, und die ich nur auf Photographien W. REISS' (†) kennen gelernt habe, dürften ein noch geringeres Maß von Plastizität der Schlacken besessen haben, so daß ein allmählicher Übergang zu den rein gesetzmäßig sich aufbauenden Abrollformen der Lockerschlackenkegel sich einstellen würde.

Hornitos ganz besonderer Art scheinen die von mir früher (N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XXVI, 1908, S. 18f. und Taf. V) beschriebenen und abgebildeten Lavapilze am Laki und Eldgjá zu sein; die von mir a. a. O. gegebene Entstehungserklärung scheint mir nachträglich doch nicht zu genügen, und ich möchte die Gebilde einem sorgfältigen Studium an Ort und Stelle empfehlen, damit eine zufriedenstellende Erklärung derselben gegeben werden könne.

Sind die von mir beobachteten Schweißschlackengebilde auch überwiegend primären Ursprungs, indem sie vielfach offenen Spalten aufsitzen, so ist doch nicht zu zweifeln, daß auch sekundär entstandene, durch den Gasgehalt ausgeflossener Lavamassen hervorgerufene Schweiß- wie auch Lockerschlackenkegelchen vielfach vorkommen. Eine scharfe Grenze zwischen den hier besprochenen Lavagebilden zu ziehen, wird nicht wohl möglich sein; voraussichtlich werden sich da und dort immer wieder Zwischenformen zwischen den einzelnen Gliedern feststellen lassen, so daß sich wohl eine durch allmählichen Übergang ausgezeichnete fortlaufende Formenreihe von Lavagebilden aufstellen ließe, die alle durch hohen Grad von Dünnflüssigkeit des Magmas und starke Gasspannung ausgezeichnet sind, sei es nun, daß der Gasgehalt dem Magma innewohnt und demnach sekundäre Bildungen schafft, oder daß die Gasmassen primär durch Spalten oder sonstige Öffnungen aus dem Erdinnern hervordringen.

Die Bildung von Lavaorgeln setzt ein Maximum von Dünnflüssigkeit und Gasspannung voraus, vielleicht auch ein sehr kaltes Klima.

Geringer ist schon der Grad von Dünnflüssigkeit und Gasspannung, der zur Bildung von Tröpfchenkegeln notwendig ist.

Noch geringer ist das Maß von Dünnflüssigkeit und Gasdruck, das zur Bildung von Hornitos und Schweißschlackenkegeln erforderlich ist; ihre Bildung setzt aber die Ansammlung größerer Gasmengen voraus, wie die Größe vieler Hornitos zeigt.

Relativ sehr gering ist die Gasspannung, aber ziemlich groß die Menge des angesammelten Gases, welche zur Bildung der flachen Lavakuppelchen oder Schollendome notwendig sind.

19. R. Lepsius über Denckmanns Silur im Kellerwalde, im Harze und im Dillgebiete.

Eine Entgegnung von Herrn A. Denckmann.

Berlin, den 1. Februar 1910.

Im Notizblatte des Vereins für Erdkunde und der Großh. geologischen Landesanstalt zu Darmstadt für das Jahr 1908, herausgegeben von R. Lepsius, IV. Folge, 29. Heft, Darmstadt 1908, berichtet R. Lepsius aus dem großen Material seiner Studien zur „Geologie von Deutschland" über einige besonders wichtige Ergebnisse in vorläufiger Weise kurz und überschreibt u. a. S. 26—30 ein Kapitel e): „Über Denckmanns Silur im Kellerwalde, im Harze und im Dillgebiete." In diesem Abschnitte wird die von mir im Kellerwalde begründete und von meinen Arbeitsnachbarn (im Rheinischen Schiefergebirge E. Kayser, E. Holzapfel, H. Lotz, im Harze L. Beushausen, M. Koch, O. H. Erdmannsdörffer) seinerzeit übernommene Auffassung größerer Sedimentgruppen als Silur und ihre scharfe stratigraphische Trennung von den in ihrer Nachbarschaft beobachteten devonischen und culmischen Sedimenten einer scharfen, absprechenden Kritik unterzogen.

Es ist bedauerlich, daß R. Lepsius bei der Publikation einer so einschneidenden Kritik sich mit einem kurzen vorläufigen Berichte begnügt, daß seine Kritik sich mehr in allgemeinen Redewendungen bewegt, als daß sie durch speziellere sachliche Erörterung die schweren Vorwürfe begründet, die

gegen das Resultat einer 12 jährigen Kartierungsarbeit erhoben werden.

Ich hätte deshalb gern darauf verzichtet, auf diese vorläufigen Vorstöße zu antworten und hätte die sachlichen Begründungen abgewartet, wenn nicht aus den Angriffen des Chefs der Großherzoglichen Hessischen Geologischen Landesanstalt gegen die Publikation des Nachbarinstitutes eine scharfe Polemik spräche, die es erforderlich macht, einiges Sachliche gegen die LEPSIUSschen Angriffe zu erwidern:

1.[1]) LEPSIUS: a. a. O., S. 26 letzter Absatz und S. 27 oben:

Nach LEPSIUS' Darstellung gewinnt es den Anschein, als seien DENCKMANNS „Umdeutungen" erst 1901 erfolgt, dem Erscheinungsjahre meiner von LEPSIUS zitierten Abhandlung, und als seien die beweisenden Funde für Silur erst um die genannte Zeit oder kurz vorher gemacht. Tatsächlich fällt der erste Nachweis einer E^2-Fauna (nicht lediglich Graptolithen, wie man aus LEPSIUS' Angaben herausliest) am Steinhorn bei Schönau im Kellerwalde in den August des Jahres 1896. Der Fund ist auf der allgemeinen Versammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft desselben Jahres vorgelegt worden, also im gleichen Jahre, in dem die von LEPSIUS S. 26 zitierten Blätter seiner Karte des Deutschen Reiches erschienen sind.

Da von den Autoren der ersten geologischen Spezialkarten des Unterharzes dem Auftreten von Graptolithen jegliche stratigraphische Beweiskraft abgesprochen war, so lag die Bedeutung des ersten Kellerwälder Fundes ganz wesentlich darin, daß eine echte E^2-Fauna nachgewiesen war, darunter *Cardiola interrupta* in besonderer Schönheit der Erhaltung und in ziemlicher Häufigkeit. Die Art, wie LEPSIUS in dem oben zitierten Absatze und in anderen Absätzen seiner Kritik über DENCKMANNS Publikationen urteilt, läßt den Schluß zu, daß ihm dessen seit 1896 größtenteils in den Jahrbüchern der Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. erschienene Spezialschriften unbekannt geblieben sind. LEPSIUS fügt seinem Zitate meiner Abhandlung über den Kellerwald einen Zusatz „(ohne Profile)" zu. Es soll dies offenbar ein Tadel sein. LEPSIUS erweckt aber durch die Form dieses Zusatzes bei seinem Leser den Glauben, als gehöre der Zusatz zu dem Titel der Abhandlung.

---

[1]) Da die LEPSIUSschen Angriffe gegen das Kellerwald-Silur eine erkennbare Disposition nicht zeigen, so ordne ich meine Replik nach den Seitenzahlen an.

2. LEPSIUS: a. a. O., S. 27 u. 28 oben. Gegen die auf dieser Seite geübte Kritik habe ich im einzelnen folgendes zu erwidern:

Die Profile von petrefaktenführenden Schichten, deren Untersuchung meinen stratigraphischen Deutungen zugrunde liegt, zeichnen sich dadurch aus, daß einzelne wichtige Schichtenglieder außerordentlich geringmächtig sind, so daß ihre Mächtigkeit in zahlreichen Fällen nach Zentimetern gemessen werden muß. Da alle Profile durch jahrelang betriebene Schürfarbeiten sowie durch damals frisch angehauene Forstwege aufgeschlossen sind, so ist es nicht gerecht, wenn LEPSIUS seine, wie mehrfach beklagt, allgemein gehaltene Kritik durch den Einwand deckt: „Die Lagerung der Schichten ist für eine richtige Altersbestimmung leider wenig zu brauchen, weil im Kellerwalde zahlreiche Verwerfungen und Überschiebungen die Erkenntnis der Lagerung äußerst erschweren, und dazu die waldbedeckten Berge schlechte Aufschlüsse bieten."

Zu den weiteren Eigentümlichkeiten des Kellerwald-Silurs gehört es, daß Schichtenglieder von äußerst geringer Mächtigkeit, die verschiedene Facies vertreten, miteinander wechsellagern, z. B. Kieselschiefer und Graptolithenschiefer mit E^2-Fauna führenden Kalken, mit Goniatitenkalken, mit Tentaculitenschiefern und mit pflanzenresteführenden Schichten. Gerade diese Wechsellagerung ist ein Charakteristikum des Kellerwald-Silurs. Für den genaueren Kenner des Rheinischen Schiefergebirges ist allerdings ein häufigerer Facies-Wechsel in ein und demselben Profile bei geringer Mächtigkeit der einzelnen Profilglieder auch im Devon und im Culm durchaus nichts Auffälliges. Ich erinnere an die feinschiefrigen Tentaculiten-Schiefer, die im obersten Mitteldevon des Burgberges bei Letmathe mit zahlreichen Buchioliden und Goniatiten auftreten, und die gleichwohl zahlreiche dünne Crinoiden-Bänke voller Brachiopoden und Korallen enthalten. Analoges beobachtet man häufig im Culm, z. B. im Goniatiten-Plattenkalke von Oese unweit Iserlohn, wo den Kalken landpflanzenführende dunkle Tonschiefer eingebettet sind. Ich erinnere ferner an die Oberdevon-Profile des Sauerlandes, in denen keineswegs selten Wechsellagerung von landpflanzenführenden Sandsteinen mit Ammonitiden-Kalken beobachtet wird usw.

Der Einwand von LEPSIUS, daß Tentaculiten, *Phacops*-Arten und Goniatiten nicht im Silur vorkommen sollen, ist in keiner Weise begründet. Jeder Kenner silurischer Faunen weiß, daß besonders die kleinäugigen Phacopiden in manchen Silur-Faunen außerordentlich häufig sind. Ebenso

wird jeder Paläontologe erstaunt sein, daß LEPSIUS die Tentaculiten aus dem Silur verbannt. Gegen meinen silurischen Goniatitenkalk, den Gilsa-Kalk, bin ich berechtigt, einen besser begründeten Einwand zu verlangen, als ihn LEPSIUS a. a. O. bringt. Namentlich verlange ich den Nachweis, welchen devonischen Goniatiten-Stufen er die paläontologisch durchaus selbständigen Goniatiten des Gilsa-Kalkes eingliedert. Als warnendes Exempel, daß man nicht allgemeine Einwände gegen sorgfältige Beobachtungen ins Feld führen soll, erwähne ich hier ein in der Sammlung der Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. aufbewahrtes Gesteinsstück aus den oberen Steinhorner Schichten. Die oberen Steinhorner Schichten bestehen aus Kieselgallenschiefern mit reicher Tentaculiten-Pelecypoden- usw. Fauna, deren Kieselgallen vielfach ein carbonatisches (wohl hauptsächlich sphärosideritisches) Bindemittel besitzen. Das Gestein einer der Kieselgallenlagen, die ich in den Steinhorn-Profilen erschürft hatte, ist stärker kieselig und tiefschwarz gefärbt. Es enthält neben zahlreichen Tentaculiten und kleinen Verwandten der *Cardiola interrupta* besonders häufig Orthoceraten. Eins der von mir gesammelten Stücke zeigt auf der einen Seite zahlreiche Tentaculiten, auf der anderen Seite Graptolithen, *Monograptus*-Formen. Die Schichtenmächtigkeit des betreffenden Gesteinsfragmentes beträgt nicht mehr als 1 cm!

Es ist unrichtig, wenn LEPSIUS sagt, für die Silurstufen seien durchgehends Lokalnamen geschaffen worden. Die Namen des größten Teiles meiner Silur-Sedimente, besonders, soweit es sich um die mächtiger entwickelten Schichtenfolgen handelt, sind vor der Entdeckung der Silurfaunen geschaffen. Ihre stratigraphische Aufeinanderfolge war längst durch Kartierung festgestellt. Das Resultat meiner Kartierung, meine stratigraphische Auffassung, ist dann durch die zahlreichen Faunenfunde der Jahre 1896 bis 1899 glänzend bestätigt.

Dieser Sachverhalt geht aus meinen Publikationen über den Kellerwald (1889 bis 1901) deutlich hervor.

Meine lokalen Benennungen sind im Maßstabe 1:25000 (auf den Meßtischblättern Kellerwald, Gilserberg, Rosenthal, Lieferung 116 der geologischen Spezialkarte) im Kartenbilde dargestellt und begrenzt; das komplizierte Steinhorn bei Schönau sogar im Maßstabe 1:2000. Es ist deshalb völlig unverständlich, wenn LEPSIUS sich darüber beschwert: „... wissen seine Nachfolger, die seinen Spuren folgen, niemals sicher, welchen der Horizonte DENCKMANNs sie nun wirklich vor sich haben.“

Ganz unverständlich ist es, wenn LEPSIUS S. 28 die Leser seiner Kritik glauben macht, es seien von mir Faunen sehr wenig und es seien lediglich Graptolithen gefunden. Ich verweise bezüglich dieser Dinge auf meine Publikationen, besonders auch auf meine letzte spezielle Silur-Arbeit[1]). Ich muß bezweifeln, daß LEPSIUS diese Arbeit und andere gekannt hat, er würde sonst nicht wiederholt auf den Mangel an Fossilien zurückkommen und lediglich der Graptolithen erwähnen.

Daß sich bis jetzt kein Bearbeiter der Silur-Faunen des Kellerwaldes gefunden hat, ist ja allerdings bedauerlich. Besonders traurig ist es, daß L. BEUSHAUSEN, der mir die Bearbeitung der Silur-Zweischaler versprochen hatte, so früh seinen erquickend klaren und sachlichen paläontologischen Arbeiten entrissen worden ist.

LEPSIUS prophezeit folgendermaßen: „Die Goniatitenkalke seines „Gilsakalkes“ sind sicherlich devonisch und nicht silurisch, vermutlich auch die *Phacops*-Arten und die Phacopiden-Untergattung *Trimerocephalus*. Von den von A. DENCKMANN zum Silur gestellten Quarziten und Grauwacken sowie die landpflanzenresteführenden Grauwacken und Tonschiefer wird die Mehrzahl wieder in das Devon und in den Culm zurückwandern müssen, ebenso die Tentaculitenschiefer und gewisse Kieselschieferhorizonte.“ Den mir in diesem Satze gemachten Aussichten sehe ich mit der Hoffnung entgegen, daß nicht, wie dies in ähnlichen Gebieten wohl geschehen ist, einer Periode der ruhigen, sachlichen Erkenntnis eine Periode des wüsten Theoretisierens und der Autoritätendiktaturen folgen möge!

Im Silurgebiete des Kellerwaldes besitzen wir übrigens eine petrographisch außerordentlich scharf ausgeprägte Entwickelung des Culms. Auf diese folgt nach unten eine außerordentlich geringmächtige Entwickelung des Devons, das glücklicherweise durch charakteristische Faunen (Clymenienkalk, Adorfer Kalk, Kalke mit Wissenbacher Fauna, mit Ballersbacher Fauna, Oberkoblenz, Unterkoblenz, Schichten vom Alter der höchsten Siegener Schichten usw.) gegen alle Mißdeutung, namentlich auch gegen die Quetschzonentheorie, gefeit ist. Die einzelnen Glieder liegen zum Teil transgredierend übereinander. Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt in einer größeren Anzahl von Profilen zwischen 6 und 15 m. Dieses zweifellose geringmächtige Devon wird von meiner Silur-Schichten-

[1]) Neue Beobachtungen aus dem Kellerwalde. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1899.

folge unterlagert, in der hinreichend beweisende Fauna gefunden worden ist. Wo bleibt da Platz für die Schichten, die LEPSIUS in das Devon und in den Culm zurückwandern lassen will?

LEPSIUS: a. a. O., S. 28.

Nach LEPSIUS' Darstellung sollen M. KOCH und L. BEUSHAUSEN den „bekannten Quarzitrücken des Bruchberg-Ackerzuges“ als Unterdevon-Quarzit nachgewiesen haben, den ERDMANNSDÖRFFER „nur nach einer scheinbaren petrographischen Ähnlichkeit“ zum silurischen Wüstegartenquarzit stellt. Diese vollkommene Entstellung des Inhaltes der neueren Harz-Literatur durch LEPSIUS dürfte seitens meines Freundes und Kollegen ERDMANNSDÖRFFER nicht unwidersprochen bleiben. Ich möchte hier nur auf folgende Tatsache aufmerksam machen: Der Gedanke, den Bruchberg-Acker-Quarzit mit dem entsprechenden Quarzite des Kellerwaldes zu identifizieren, ist nicht sehr neuen Datums. Wir finden diesen Vergleich schon in der Kellerwald-Monographie von WÜRTTENBERGER und später bei LOSSEN.

LEPSIUS: a. a. O., S. 30.

LEPSIUS erklärt, die fossilleeren dunklen Kalke der Gegend von Greifenstein, die dort im Silur auftreten, seien „Einlagerungen in mitteldevonischen Schiefern, gerade wie im Harze, gerade wie im Kellerwalde“. LEPSIUS versteht unter den dunklen „fossilleeren“ Kalken der Gegend von Greifenstein offenbar den Gladenbacher Kalk und dessen facielles Kellerwald-Äquivalent, den Densberger Kalk.

Ich muß LEPSIUS hier wieder eine unzureichende Berücksichtigung der Literatur vorwerfen. In meinen Spezialarbeiten über das Silur des Kellerwaldes habe ich im Densberger Kalke Faunenfunde verzeichnet, darunter Graptolithen (*Pomatograptus*). In den Urfer Schichten, mit denen auch ich die auf der geologischen Spezialkarte als Silur aufgefaßten Schiefer und dunklen Kalke der Gegend von Greifenstein identifiziere, finden sich im Kellerwalde außerordentlich häufig Einlagerungen von Kieselschiefern, die mit Kalken, Kieselkalken, Graptolithenschiefern, Kieselgallenschiefern und Tentaculitenschiefern, alles in äußerst geringen Mächtigkeiten, wechsellagern. Diese Einlagerungen unterscheiden sich von dem Densberger Kalke petrographisch lediglich dadurch, daß in ihnen die Kalkbänke zurücktreten. Sie enthalten dafür an einer größeren Zahl von Fundstellen Faunen, in denen speziell auch die Faunen-Elemente des Böhmischen E^2, wie ein *Scyphocrinus*-Kelch, Graptolithen und echt silurische Formen der *Cardiola interrupta*-Verwandtschaft, vertreten sind.

Weshalb derartige Funde nicht auch in anderen Gebieten gemacht sind, entzieht sich meiner sicheren Beurteilung. Vermutlich sind die Faunen deshalb nicht gefunden, weil in diesen Gebieten das direkte Aufsuchen der Silur-Faunen nicht mit derjenigen Energie in Angriff genommen ist, mit der dies seinerzeit im Kellerwalde geschah. Da die faunenführenden Bänke des Silurs gegen den Einfluß der Oberflächen-Verwitterung außerordentlich empfindlich zu sein pflegen, so kann man ihnen nur mit Hilfe intensiv betriebener Aufschürfungen beikommen. Diese werden aber in den meisten Fällen dadurch nicht unerheblich erschwert, daß das Anstehende der leicht verwitterbaren Sedimente unter mehr oder weniger mächtigen Schuttbildungen versteckt liegt.

Im ganzen komme ich bei dieser leidigen Replik zu dem Schlusse, daß es doch ganz anderer, auf speziellster Lokalkenntnis beruhender Gründe und Beweise, als sie LEPSIUS a. a. O. gebracht hat, bedürfen würde, um mit Aussicht auf Erfolg ein wissenschaftliches Resultat zu bekämpfen, das auf Grund einer zwölf Jahre lang ununterbrochen betriebenen Spezialuntersuchung gewonnen ist. Wenn irgendwo, so hat im Kellerwalde das moderne wissenschaftliche Hilfsmittel der Spezialkartierung Triumphe gefeiert. Hier wurde während eines Zeitraumes von acht Jahren (1888 bis 1895) lediglich auf Grund von Kartierungsarbeiten ein stratigraphisches System begründet: Und die Richtigkeit dieses Systems wurde während weiterer vier Jahre durch Aufsuchung und Auffindung von Faunen der schärfsten Probe unterzogen und hat sich dabei bewährt.

---

20. Zur Stratigraphie des Bruchberg-Ackersilurs im Oberharz.

Von Herrn O. H. ERDMANNSDÖRFFER.

Berlin, den 7. März 1910.

Meine vorläufige Darstellung der stratigraphischen Verhältnisse der Bruchberg-Ackerschichten im Oberharz, die ich 1906 veröffentlicht habe[1]), unterzieht R. LEPSIUS einer Be-

[1]) Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. f. 1904, S. 641—645.

sprechung, in der er meine Ergebnisse für irrtümliche erklärt und eine „Umdeutung“ der stratigraphischen Beziehungen vornimmt[1]). Obwohl inzwischen die geologischen Spezialkarten des Oberharzes erschienen sind, in deren Erläuterungen (Blätter Riefensbeek und Harzburg) die Schichten naturgemäß ausführlicher beschrieben werden als in jenem Aufnahmebericht, halte ich es doch für zweckmäßig, die wesentlichen Punkte hier nochmals kurz zusammenzufassen.

Es sind zwei Punkte, die LEPSIUS besonders angreift. Er behauptet:

1. Der Bruchberg-Ackerquarzit sei nicht silurisch, sondern devonisch, und zwar vom Alter der Oberkoblenzstufe.

2. Die Ortberggrauwacke sei nicht silurisch, sondern culmisch.

Beide Behauptungen beruhen auf unzureichender Kenntnis der örtlichen Verhältnisse und sind durchaus irrig.

Das System des Bruchberg-Ackerquarzites im weiteren Sinne bildet einen in sich geschlossenen, zusammengehörigen stratigraphischen Komplex, der in dieser Entwickelung im Harz nirgends wieder auftritt. Insbesondere ist der Unterschied gegen die fossilreichen Unterdevonschichten des Kahlebergsandsteins und den Unterharzer Hauptquarzit schon rein petrographisch nicht zu verkennen. Dagegen ist die Analogie des eigentlichen Bruchberg-Ackerquarzites mit dem Kellerwälder „Wüstegartenquarzit“ (DENCKMANN) schon 1865 von WUERTENBERGER erkannt und später von LOSSEN bestätigt, nicht aber von mir „plötzlich“ und „nur nach einer scheinbaren petrographischen Ähnlichkeit“ behauptet worden[2]).

Die Spezialaufnahme hat nun außerdem auch stratigraphische Analogien im einzelnen ergeben. Insbesondere ist es die enge Beziehung von Ortberggrauwacke und Bruchberg-Ackerquarzit, die in beiden Gebieten in gleicher Weise auftreten.

In jeder der Spezialschuppen des Gebietes der Kattnäse und des Hirschkopfes auf Blatt Harzburg folgt ganz regelmäßig auf den Quarzit die Ortberggrauwacke, und beide stehen durch Übergangsgesteine in engster stratigraphischer Verknüpfung, wie man an den in den Erläuterungen zu Blatt Harzburg angeführten Stellen Schritt für Schritt verfolgen kann.

---

[1]) Notizblatt des Vereins für Erdkunde, Darmstadt, IV. Folge, Heft 29, 1908, S. 28 und 29.

[2]) Auch BEUSHAUSEN und KOCH haben den von mir vertretenen Standpunkt eingenommen. (Vgl. die Anmerkung 1 S. 8 der Erläuterungen zu Blatt Riefensbeek.)

Bruchberg-Ackerquarzit und Ortberggrauwacke sind eng zusammengehörige Glieder einer einheitlichen Schichtenfolge.

Ähnlich eng ist der Anschluß der Ortberggrauwacke an die in ihrem Hangenden folgende „Hangenden Schiefer" (vgl. Erläuterungen zu Blatt Harzburg, S. 14).

Daß die auf den Blättern Riefensbeek und Osterode als „Schichten der Südostseite" zusammengefaßte Sedimentfolge in ihrer Gesamtheit der Ortberggrauwacke und den Hangenden Schiefern von Blatt Harzburg entspricht, wird niemand bezweifeln, der beide an Ort und Stelle studiert und verglichen hat, wenngleich die Aufeinanderfolge der Schichten dort durch die überaus mangelhaften Aufschlüsse schwerer als hier zu erkennen ist.

Petrographisch ist die Ortberggrauwacke ein sehr wohl charakterisierter Schichtenkomplex, wie schon aus meinem vorläufigen Aufnahmebericht hervorgeht: glimmerreiche, plattige Grauwacken und Grauwackensandsteine, reich an schlecht erhaltenen Pflanzenresten, in den hangenderen Teilen rote und grüne Tonschiefer, harte adinolartige Wetzschiefer und spärliche Lydite; dies alles sind Gesteine, wie sie der bis in unmittelbare Nähe der Bruchberg-Ackerschichten in der normalen Oberharzer Facies entwickelten Culmgrauwacke durchaus fehlen.

Wenn daher LEPSIUS den Bruchberg-Ackerquarzit ins Unterdevon, die Ortberggrauwacke aber in den Culm stellt, so befindet er sich mit den stratigraphischen Verhältnissen im striktesten Widerspruch; auch paläontologische Beweise werden von ihm nicht erbracht; seine Behauptung vom culmischen Alter der Ortberggrauwacke schwebt völlig in der Luft.

Das läßt sich auch noch auf einem anderen Wege beweisen. Die Schichten der Südostseite auf Blatt Riefensbeek umfassen, wie erwähnt, Ortberggrauwacke und Hangende Schiefer. Auf diesen Schichtenkomplex folgt nun der bekannte, von KOCH und BEUSHAUSEN beschriebene Hauptquarzit mit seiner typischen Oberkoblenzfauna.

Es ist durchaus irrig, wenn LEPSIUS meint, diese Fauna sei in dem eigentlichen Bruchberg-Ackerquarzit gefunden worden: dieser tritt vielmehr mitsamt den Schichten der Südostseite dem Unterdevon als ein völlig fremdes Glied gegenüber, und dürfte von ihm transgredierend überlagert werden.

Wenn LEPSIUS an dem unterdevonischen Alter des Bruchberg-Ackerquarzits festhalten will, müßte er erst den paläontologischen Nachweis führen, daß der Quarzit wie auch die Ort-

berggrauwacke silurischen Alters nicht sein können. Bei der unbezweifelbaren Analogie der Bruchberg-Ackerschichten mit denen des Kellerwaldes, deren Alter als Silur durch die mühevollen und gewissenhaften Untersuchungen DENCKMANNS teils paläontologisch, teils, wo die außerordentliche Fossilarmut des Gebietes dies nicht zuließ, auf exaktester stratigraphischer Grundlage sichergestellt worden ist, scheint mir ein Versuch hierzu keinerlei Aussicht auf Erfolg zu haben.

---

21. Zur Entwicklung des Pontus im jüngeren Tertiär.

Von Herrn E. BLANCK.

Breslau, den 21. Februar 1910.

In Kleinasien hat R. LEONHARD[1]) mächtige Eruptivmassen andesitischer Gesteine nachgewiesen, und in Transkaukasien sind weitere große Eruptionsgebiete bekannt. Eine nähere Altersfeststellung für die Ausbrüche dieser Eruptivmassen als „etwa Mitteltertiär“ ließ sich bisher aus Mangel an stratigraphischen wie paläontologischen Tatsachen nicht ermitteln.

F. FRECH[2]) konnte zwar für die Eruptivmassen des Hinterlandes von Kerasunt und Ordu den Nachweis erbringen, „daß die Massenausbrüche in enormer Mächtigkeit ohne erhebliche Störungen die Oberkreide und das Eocän überlagern und somit mitteltertiäres Alter besitzen“. Jedoch eine noch schärfere Altersfixierung war nicht durchführbar.

Zufolge der Ausführungen FRECHS, wonach nach dem mitteltertiären Höhepunkt der Eruptionen bald ein rasches Aufhören der eruptiven Tätigkeit an der Küste erfolgt sein sollte, war es interessant, die sarmatischen Schichten, in denen keinerlei Beimengung eruptiven Materials mehr zu erkennen war, auch von der chemischen Seite hierauf hin zu untersuchen. Einmal um den Beweis für die geäußerte Ansicht zu erbringen und sodann, um zugleich hiermit einen sicheren Anhaltspunkt für die Zeit der Einstellung der eruptiven Tätig-

---

[1]) N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XVI, 1902, S. 1.
[2]) F. FRECH: Geologische Beobachtungen im pontischen Gebirge. N. Jahrb. Min., 1910, Bd. I.

keit zu gewinnen, zumal die paläontologischen und stratigraphischen Befunde dieses bisher nicht völlig vermochten.

Die Anregung zu den nachfolgenden Untersuchungen sowie das Material für dieselben erhielt ich durch die Liebenswürdigkeit von Herrn Prof. FRECH selbst, dem ich auch an dieser Stelle für sein gütiges Entgegenkommen den verbindlichsten Dank auszusprechen mir erlaube.

Die zur Untersuchung gelangten fraglichen Bildungen entstammen einem etwas mehr als 6 m hohen Küstenprofil sarmatischer Kalke und Tone am Meeresgestade von Conyun Déré zwischen St. Stefano und Kutschuk Tschekmedjé westlich von Konstantinopel.

Hier lagert zu oberst eine 2—2 $^1/_2$ m mächtige Verwitterungsrinde von gelbem Lehm, der allmählich in Kalk übergeht. Darunter lagert 4 m anstehendes Gestein, das einen Wechsel von Kalkbänken mit fünf Tonbänken darstellt. Die Mächtigkeit dieser Bildungen ist außerordentlich wechselnd, doch können von oben nach unten unterschieden werden:

a ca. 1 m Kalk.

b 2 durch Kalk getrennte Tonlagen, von der die obere 5 cm, die untere, blaue, fette, ca. 10 cm mächtig ist.

c 15 cm Kalk.

d blaue Tonlage von sehr wechselnder Mächtigkeit, 20 bis 40 cm.

e Kalk mit Tonlagen abwechselnd, zusammen 0,50 bis 1,0 m stark.

f Muschellage und schwarzer Ton mit gut erhaltenen Schalen von *Melanopsis, Planorbis, Neritina, Unio* und *Mactra podolica* EICHW. 5—10 cm, mächtig.

g 3—4 m vorwiegend Ton mit zurücktretendem Kalk im Wechsel.

h 1 m lockere, gelbliche Kreide mit untergeordneten gelblichgrünen und fetten Tonlagen.

i zu unterst, im Niveau des Meeres, festere Kalkbänke mit Steinkernen von *Mactra podolica.*

Es gelangten von diesen Lagen und Bändern die blauen, fetten Tone der Schicht **b** sowie die Kalke der Schichten **g** und **h** zur analytischen Untersuchung.

Das im frischen Zustande blau, nunmehr graublau bis graugrün gefärbte Tongestein aus der Schichtlage **b** zeigt auf seinen glatten Flächen einen starken Fettglanz; es ist weich und läßt sich mit dem Fingernagel ritzen. Sonst einheitlich dicht, führt es stellenweise polygonale, durch eine rotbraune

Masse ausgefüllte „Trockenrisse". Es fühlt sich auffallend fettig an, haftet an der Zunge, aber gibt jenen für die Tone so charakteristischen Geruch beim Anhauchen nicht zu erkennen. Seine unregelmäßig begrenzten Bruchstücke besitzen glatte Oberflächen; zermahlen bildet das Gestein ein gelblichgrünes Pulver.

Seine Analyse ergab nachstehende Zusammensetzung; der Gesamtaufschluß erfolgte mit Kali-Natroncarbonat in der Schmelzhitze.

Angewandt:		
Lufttrockenes Gesteinspulver	1,000 g	1,000 g
Gefunden:		
SiO_2	0,501 g	0,496 g
Al_2O_3	0,125	0,136
Fe_2O_3	0,130	0,131
CaO	0,023	0,019
MgO	0,037	0,038
P_2O_5	Spur	Spur
Glühverlust	0,179	0,179
(Feuchtigkeit, getr. bei 100° C	0,124	0,122)
	0,995 g	0,999 g
Analytische Differenz:	0,005 g	0,001 g

Dementsprechend ist die prozentuale Zusammensetzung folgende:

SiO_2	49,85 Proz.
Al_2O_3	13,05
Fe_2O_3	13,05
CaO	2,10
MgO	3,75
P_2O_5	Spur
Glühverlust	17,92
(Feuchtigkeit	12,31)
	99,72 Proz.

Die kalkigen Lagen der Schichten **g** und **h** bilden gelblichweiß gefärbte Gesteinsmassen. Sie sind mehr oder weniger geschichtet und erscheinen unter der Lupe der Hauptsache nach aus den Resten kleiner Muschelschalen und Schneckengehäuse aufgebaut. Sie fühlen sich rauh an, sind aber so weich und mürbe, daß schon das Reiben mit den Fingerspitzen schnell eine glatte Oberfläche erzeugt. Namentlich geschieht dieses auf den Schichtflächen, die durch Schlag mit einem Hammer leicht zu erhalten sind, so daß die Gesteine für das Gefühl fast die glatte Beschaffenheit eines tonigen Gesteins annehmen.

Bei der Vorbereitung der Kalke zur Analyse ergaben sich einige Wahrnehmungen, die für die Beurteilung derselben von

Interesse sein dürften. Sowohl **h** und **g** zerbrachen, wenn sie zerstoßen wurden, in einzelne Schollen, und es trat bei **h** ein starker Geruch nach Bitumen auf, der sich beim Zerreiben noch vermehrte. Für das Gestein aus **g** konnte solches jedoch nicht beobachtet werden. Der Geruch erinnerte stets an denjenigen, den man erhält, wenn man die sog. „Stinkkalke" mit einem harten Gegenstand schlägt oder reibt. Beim Behandeln der Gesteine mit Salzsäure ließen beide jenen Geruch, und zwar im verstärkten Maße, erkennen. Er ist unzweifelhaft auf die Verwesungsprodukte organischer und speziell tierischer Reste zurückzuführen.

Beide Gesteine wurden ihres beträchtlichen kohlensauren Kalkgehaltes wegen nicht sogleich mit Kali-Natroncarbonat aufgeschlossen, sondern zunächst der in Salzsäure lösliche und dann der unlösliche Teil gesondert ermittelt.

Zu diesem Zwecke wurden je 5 g lufttrockenes Gesteinspulver mit 100 ccm destillierten Wassers und darauf mit gleicher Menge Salzsäure vom spez. Gew. 1,135 übergossen, worauf lebhafte Kohlensäureentwicklung erfolgte. Die Flüssigkeit nahm dabei eine graugelbe Färbung an, die nach dem Kochen in eine gelbbraune überging; zugleich trat abermalige, sehr lebhafte Gasentwicklung ein. Die aufgekochte Flüssigkeit sowie der Rückstand wurden nunmehr noch $1^1/_2$ Stunden auf dem siedenden Wasserbade belassen und erst dann erstere von dem ungelöst gebliebenen Rückstande abfiltriert.

Die Ergebnisse dieser Untersuchungen waren wie folgt:

Analyse des Kalkes aus der Schicht **h**.

Angewandt:	Probe 1	Probe 2
Lufttrockenes Gesteinspulver	5,000 g	5,000 g
Gefunden:		
Unlöslicher Teil in HCl:	1,591 g	1,585 g
Löslich in HCl:		
SiO_2	0,048 g	0,045 g
Al_2O_3	0,211	0,203
Fe_2O_3	0,163	0,175
CaO	1,505	1,491
MgO	0,091	0,089
K_2O	0,045	0,039
Na_2O	0,011	0,021
CO_2	0,970	0,980
SO_3	0,023	0,025
P_2O_5	Spur	Spur
H_2O	0,342	0,347
	5,000 g	5,000 g

Hierbei wurde die Kohlensäure-Menge nicht direkt bestimmt, sondern aus der Differenz — 5,000—4,030 = 0,970 g CO_2 und 5,000—4,020 = 0,980 g CO_2 — ermittelt, denn es entsprechen der gefundenen Menge CaO schon allein 1,183 g bzw. 1,172 g CO_2. Es geht hieraus ferner hervor, daß nicht aller in Salzsäure gelöste Kalk $CaCO_3$ sein kann, sondern ein geringerer Teil des CaO in Verbindung mit anderen Stoffen zu denken ist. Desgleichen ist die gefundene Menge MgO als wohl nicht verbunden mit CO_2 anzunehmen.

Der in Salzsäure unlösliche Anteil wurde mit Kali-Natroncarbonat aufgeschlossen, und zwar wurden hierfür je 1 g geglühten, wasserfreien Materials verwandt.

	Probe 1	Probe 2
Angewandt:	1,000 g	1,000 g
Gefunden:		
SiO_2	0,797 g	0,785 g
Al_2O_3	0,106	0,113
Fe_2O_3	0,058	0,060
CaO	0,011	0,017
MgO	0,022	0,024
	0,994 g	0,999 g
Differenz:	— 0,006 g	— 0,001 g

Dementsprechend berechnet sich die Zusammensetzung auf 100 g des in Salzsäure sowohl löslichen wie unlöslichen Anteils zu:

	Probe 1	Probe 2	Mittel
Löslich in HCl:			
SiO_2	0,96 Proz.	0,90 Proz.	0,93 Proz.
Al_2O_3 . . .	4,22	4,06	4,14
Fe_2O_3 . . .	3,26	3,50	3,38
CaO	30,10	29,82	29,96
MgO	1,82	1,78	1,80
K_2O	0,90	0,78	0,84
Na_2O . . .	0,22	0,42	0,32
CO_2	19,40	19,60	19,50
SO_3	0,46	0,50	0,48
P_2O_5	Spur	Spur	Spur
H_2O	6,84	6,94	6,89
Unlöslich in HCl:			
SiO_2	25,36 Proz.	24,88 Proz.	25,12 Proz.
Al_2O_3 . . .	3,38	3,58	3,48
Fe_2O_3 . . .	1,84	1,90	1,87
CaO	0,36	0,52	0,44
MgO	0,70	0,76	0,73

und daraus die Gesamtzusammensetzung:

	Probe 1	Probe 2	Mittel
SiO_2	26,32 Proz.	25,78 Proz.	26,05 Proz.
Al_2O_3 . . .	7,60	7,64	7,62
Fe_2O_3 . . .	5,10	5,40	5,25
$CaCO_3$ . . .	49,50	49,42	49,46
MgO	2,52	2,54	2,53
K_2O	0,90	0,78	0,84
Na_2O . . .	0,22	0,42	0,32
CaO	0,36	0,52	0,44
SO_3	0,46	0,50	0,48
P_2O_5	Spur	Spur	Spur
H_2O	6,84	6,94	6,89
	99,82 Proz.	99,94 Proz.	99,88 Proz.

Analyse des Kalkes aus der Schicht g.

Angewandt:	Probe 1	Probe 2
Lufttrockenes Gesteinspulver	5,000 g	5,000 g
Gefunden:		
Unlöslicher Teil in HCl:	1,535 g	1,632 g
Löslich in HCl:		
SiO_2	0,058 g	0,057 g
Al_2O_3	0,141	0,090
Fe_2O_3	0,151	0,113
CaO	1,369	1,345
MgO	0,098	0,087
K_2O	0,035	0,031
Na_2O	0,050	0,058
CO_2	1,184	1,153
SO_3	0,016	0,010
P_2O_5	Spur	Spur
H_2O	0,381	0,389
	5,018 g	4,965 g

Auch hier wurde die Kohlensäure nicht direkt bestimmt, sondern aus der gefundenen Menge CaO und MgO berechnet, weil der in HCl lösliche Anteil von Kalk und Magnesia als Carbonat gebunden anzunehmen ist. Es trifft dieses hier auch vollauf zu; denn für Probe 1 entsprechen 1,369 g CaO 1,076 g CO_2 und 0,098 g MgO 0,108 g CO_2, demnach zusammen 1,184 g CO_2; für Probe 2 entsprechen 1,345 g CaO 1,057 g CO_2 und 0,087 g MgO 0,096 g CO_2, also zusammen 1,153 g CO_2; aus der Differenz der Analysenresultate wäre dagegen zu finden gewesen 1,166 g CO_2 bzw. 1,188 g CO_2, also Werte, die den aus CaO und MgO berechneten Mengen vollkommen entsprechen. Mithin wurde die Annahme, daß alle in HCl lösliche Menge CaO und MgO an CO_2 gebunden ist, bestätigt.

Analyse des in Salzsäure unlöslichen Anteils von g, aufgeschlossen mit Kali-Natroncarbonat.

	Probe 1	Probe 2
Angewandt:	1,000 g	1,000 g
Gefunden:		
SiO_2	0,781 g	0,724 g
Al_2O_3	0,114	0,141
Fe_2O_3	0.072	0,091
CaO	0,027	0,025
MgO	0,026	0,036
	1,020 g	1,017 g
Differenz:	+ 0,020 g	+ 0,017 g

Demnach berechnet sich die Zusammensetzung auf 100 g des in Salzsäure sowohl löslichen wie unlöslichen Anteils zu:

	Probe 1	Probe 2	Mittel
Löslich in HCl:			
SiO_2	1,16 Proz.	1,14 Proz.	1,15 Proz.
Al_2O_3 . . .	2,82	1,80	2,31
Fe_2O_3 . . .	3,02	2,26	2,64
CaO	27,38	26,90	27,14
MgO	1,96	1,74	1,85
K_2O	0,70	0,62	0,66
Na_2O . . .	1,00	1,16	1,08
CO_2	23,68	23,06	23,37
SO_3	0,32	0,20	0,26
P_2O_5	Spur	Spur	Spur
H_2O	7,62	7,78	7,70
Unlöslich in HCl:			
SiO_2	23,96 Proz.	23,64 Proz.	23,80 Proz.
Al_2O_3 . . .	3,48	4,58	4,03
Fe_2O_3 . . .	2,16	2,98	2,57
CaO	0,82	0,82	0,82
MgO	0,80	1,16	0,98
	100,87 Proz.	99,83 Proz.	100,36 Proz.

und dementsprechend die Gesamtzusammensetzung:

	Probe 1	Probe 2	Mittel
SiO_2	25,12 Proz.	24,78 Proz.	24,95 Proz.
Al_2O_3 . . .	6,30	6,38	6,34
Fe_2O_3 . . .	5,18	5,24	5,21
$CaCO_3$ . . .	48,89	48,04	48,47
CaO	0,82	0,82	0,82
$MgCO_3$ . . .	4,12	3,65	3,89
MgO	0,80	1,16	0,98
K_2O	0,70	0,62	0,66
Na_2O . . .	1,00	1.16	1,08
SO_3	0,34	0,20	0,26
P_2O_5	Spur	Spur	Spur
H_2O	7,62	7,78	7,70
	100,87 Proz.	99,83 Proz.	100,36 Proz.

Was die Übereinstimmung der gefundenen analytischen Werte anbelangt, so ist sie im allgemeinen als vollauf genügend zu betrachten, doch zeigt das Gestein aus **g** in einigen seiner Bestandteile gewisse Abweichungen. Es ist dieses auf den Umstand zurückzuführen, daß beide Proben von **g** in ihrer Löslichkeit in Salzsäure nicht unbeträchtlich verschieden sind, was aber leicht verständlich ist, wenn man bedenkt, daß dieses Gestein eine sehr wechselnde Beschaffenheit in seinen einzelnen Teilen aufweist, was auch dem Auge schon deutlich erkennbar ist. Es wechseln, wahrscheinlich als Folge verschieden starker Verwitterung oder wechselnder Anhäufung von Schalenresten, unvermittelt weiß gefärbte mit gelblichen Partien ab, die der lösenden Einwirkung der Salzsäure verschiedenen Widerstand entgegensetzen. Es kommt dieses in der Menge der Carbonate wie in der verschiedenen Löslichkeit der Sesquioxyde zum Ausdruck. In der Gesamtanalyse verschwindet jedoch dieses Verhältnis, so daß hier mit Ausnahme der Carbonate Übereinstimmung herrscht.

Wie bekannt, ist die Zusammensetzung der Tone eine äußerst wechselnde; jedoch kann man im allgemeinen zwei Gruppen unterscheiden. Die eine nähert sich in ihrem Aufbau der Zusammensetzung des reinsten Tons, dem Kaolin, sie ist meist nur mit Quarz verunreinigt und hat einen hohen Wassergehalt. Die andere Gruppe, meist stärker mit Verunreinigungen vermengt, weist nur einen geringen Tonerdegehalt auf, führt einen hohen Prozentsatz an Eisenoxyden, einen Gehalt von 4—5 Proz. Alkalien, und es beträgt ihr Wassergehalt nicht mehr als 3—4 Proz. oder zuweilen noch weniger[1]).

Betrachtet man hierauf hin den untersuchten Ton der Schicht **b**, so ist es schwer, ihn in eine jener Gruppen einzureihen. Für erstere reicht die vorhandene geringe Menge an Tonerde nicht aus, falls auch das Eisenoxyd als Ersatz herangezogen würde[2]), und gegen die Zugehörigkeit zur anderen Gruppe spricht einmal der um vieles zu hohe Wassergehalt, sodann das gänzliche Fehlen der Alkalien.

Aus der gänzlichen Abwesenheit der Alkalien dürfte jedoch wohl der Schluß ableitbar sein, daß das Ursprungsgestein, welches das Material zu seiner Bildung lieferte, kein Eruptivgestein war. Denn Gesteine dieses Charakters würden in ihrem Aufbereitungsrückstand kali- oder natronführende

[1]) Vgl. E. Weinschenk: Spezielle Gesteinskunde, 1905, S. 207.

[2]) Vgl. J. Roth: Allgemeine und chemische Geologie, Bd. II, S. 582.

Residua hinterlassen haben, da nicht gut anzunehmen ist, daß jede Spur von diesen vernichtet sein sollte, zumal wir in den sarmatischen Schichten von St. Stefano keine Tiefseebildungen vor uns haben, in denen es denkbar wäre. Aber auch solche enthalten nicht unbeträchtliche Mengen von Alkalien[1]). Brackische, in der Nähe von verwitternden Eruptivgesteinen zum Absatz gelangte Bildungen würden dagegen wohl sicherlich einen erheblichen Gehalt an Kali und Natron aufzuweisen haben.

Der Bedeutung der von FRECH aufgeworfenen Frage entsprechend, ist jedoch noch des näheren auf die Abkunft dieser Bildungen einzugehen. Das galatische Andesitgebiet mit seinen Andesiten und Daciten kann als Herkunftsort infolge seiner geographischen Entferntheit nicht in Anspruch genommen werden, obgleich seine Verwitterungsprodukte als Residua granitodioritischer bzw. dioritischer Magmen größeren Kalk-, Magnesia- und Eisengehalt, dagegen nur geringere Alkalienmengen aufzuweisen haben würden. Die weit näher liegenden Eruptivmassen des Olympos, des heutigen Keschisch Dagh, die aus Granit und Gneis gebildet sind, kommen ebenfalls nicht in Betracht wegen des Alkalienmangels unseres Tons, und die Symplejaden scheiden als miocäne Eruptivbildungen ihres jüngeren Alters halber völlig aus. Also auch von diesen Gesichtspunkten aus ist keine Wahrscheinlichkeit für die Abkunft unseres Tons von eruptiven Bildungen vorhanden.

Für unseren Ton können daher nur die alten devonischen Tonschiefer des Bosporus, auf welchen u. a. Tera, Gallata und ein Teil Stambuls erbaut ist, in Frage kommen. Diese enthalten zuweilen auch größere Mengen von gebundenem Kalk und Magnesia; doch läßt sich der Gehalt des Tons an Kalk ebenfalls und wohl weit wahrscheinlicher auf die reichlichen kalkigen Organismenreste zurückführen, die den Hauptbestandteil der über- und unterlagernden Schichten ausmachen. Die Spuren von Phosphorsäure weisen auf organische Verwesungssubstanz hin, desgleichen die Färbung des Tons.

Bei der Gegenüberstellung der Gesamtzusammensetzung der beiden Kalkgesteine ergibt sich zunächst, daß sie als sehr ähnliche Bildungen aufzufassen sind, was auch infolge ihrer Lagerungsverhältnisse nicht auffällig erscheint.

---

[1]) Vgl. H. ROSENBUSCH: Elemente der Gesteinslehre, 1898, S. 420.

[2]) Vgl. L. MILCH: Die Ergußgesteine des galatischen Andesitgebietes. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XVI, S. 110. R. LEONHARD: Geologische Skizze des galatischen Andesitgebietes nördlich von Angora. Ebenda S. 99.

Der Gehalt beider an SiO_2, Al_2O_3, $CaCO_3$, K_2O und H_2O schwankt nur um geringe Mengen, beim Fe_2O_3 und P_2O_5 ist er sogar gleich; nur in der Menge des CaO, MgO und $MgCO_3$ sowie des Na_2O und SO_3 sind größere Abweichungen zu beobachten. Was namentlich die Bindung des CaO mit CO_2 anbelangt, wie sie durch den in Salzsäure löslichen Anteil sich zu erkennen gibt, so sind hier größere Unterschiede zu verzeichnen. Es ist aber andererseits keineswegs zu leugnen, daß die in der Analyse angegebene Bindung des ganzen in Salzsäure löslichen Kalkes als durchaus notwendig mit Kohlensäure anzunehmen ist, denn wohl kann ein geringer Teil des Kalkes wie auch vielleicht der Magnesia mit Schwefelsäure verbunden gedacht sein, wenn nicht die Schwefelsäure mit den Alkalien verknüpft ist. Doch auch als Silikat kann ein geringer Teil des löslichen Kalkes vereinigt sein. Ohne weiteres läßt sich dieses selbstverständlich nicht entscheiden, dürfte aber auch für die Beurteilung der Zusammensetzung von keiner Bedeutung sein.

Daß aber auch ein größerer Teil des vorhandenen Kalkes und der Magnesia nicht in Verbindung mit Kohlensäure steht, geht vor allem aus dem in Salzsäure unlöslichen Anteil hervor und tritt noch deutlicher als in der Gesamt-Zusammensetzung in Erscheinung, wenn man die Zusammensetzung dieses Anteils für sich allein betrachtet, wie es nachstehende Umrechnung zum Ausdruck bringt.

In heißer Salzsäure unlöslicher Rückstand:

	g	h
SiO_2 . . .	75,25 Proz.	79,10 Proz.
Al_2O_3 . . .	12,75	10,95
Fe_2O_3 . . .	8,15	5,90
CaO . . .	2,60	1,40
MgO . . .	3,10	2,30
	101,85 Proz.	99,65 Proz.

In welchem Mineralverband diese in Salzsäure unlöslichen Rückstände zu denken sind, läßt sich schwer sagen, da wir es mit aufbereitetem Material zu tun haben. Doch können es außer der bei weitem vorwiegenden Menge von Quarz nur basische Produkte sein; keinesfalls kommen aber Glimmer oder Feldspate — mit Ausnahme von Anorthit, Labrador, Andesin, doch auch diese sind schon alle mehr oder weniger in Salzsäure aufschließbar — in Frage. Als basische Minerale können solche aus der Epidot-, Amphibol- und Pyroxen-Gruppe herangezogen werden, doch haben wir es wahrscheinlicher mit chloritartigen Produkten zu tun. Dieses wie das

völlige Fehlen von Alkalien im in Salzsäure unlöslichen Rückstand deutet auch für die Kalkablagerungen von St. Stefano auf die alten Tonschiefer des Bosporus als Herkunft hin. Der geringe Alkaliengehalt im salzsäurelöslichen Teil kann diese Beziehungen nicht ändern; denn einmal sind diese Mengen zu gering, um ins Gewicht fallen zu können, und andererseits spricht ihre leichtlösliche Form dagegen.

Ergebnisse.

Aus dem Gesamtergebnis der chemischen Zusammensetzung der untersuchten sarmatischen Schichten geht jedoch hervor, daß zu der Zeit ihrer Bildung keine eruptive Tätigkeit in ihrer Nähe mehr geherrscht haben kann.

Die stratigraphisch-paläontologischen Tatsachen werden demnach durch die chemische Analyse in erfreulicher Weise ergänzt; zugleich wird aber hierdurch das Ende der eruptiven Tätigkeit in Anatolien schärfer fixiert, als es bisher für den Beginn derselben möglich war.

---

22. Über die in Tektiten eingeschlossenen Gase.

Von Herrn RICHARD BECK.

Freiberg, den 20. März 1910.

Bei Gelegenheit des Jubiläums der Universität Genf im vorigen Jahre fanden sich auf eine Einladung des Herrn Professors L. DUPARC hin im dortigen chemisch-mineralogischen Laboratorium eine Anzahl fremder Mineralogen und Geologen ein, um die gasanalytischen Untersuchungsmethoden des Herrn Lic. ALBERT BRUN in Augenschein zu nehmen. Wie tief die Ergebnisse dieser Gasanalysen vulkanischer Gesteine und später solche vulkanischer Exhalationen an Vulkanen selbst in den letzten Jahren seit den Arbeiten BRUNs in die vulkanologische Forschung eingegriffen haben, ist bekannt. Beim damaligen Besuche schon äußerte ich die Idee, daß diese feinen Untersuchungsmethoden von größter Wichtigkeit auch für die immer noch umstrittene Frage nach der Herkunft der Moldavite und anderer Tektite werden könnten. Später hatte ich die Freude, daß sich Herr BRUN bereit erklärte, mit eigner geübter Hand und mit seinen vorzüglichen Apparaten solche

schwierigen Analysen an Tektiten vorzunehmen. Das diesen Arbeiten zugrunde gelegte Material stammt aus der Sammlung des geologischen Institutes der Freiberger Bergakademie. Herr BRUN veranlaßte mich, weil er vielbeschäftigt ist, die Veröffentlichung seiner Untersuchungen zu übernehmen, und erlaubte mir, die Ergebnisse wissenschaftlich nach Belieben zu verwerten.

Die Literatur über die Tektite ist durch Herrn FRANZ E. SUESS[1]), den Hauptkenner dieser merkwürdigen Gebilde, so vorzüglich zusammengefaßt worden, daß ich den Gegenstand hier nicht zu wiederholen brauche.

Die Methode A. BRUNs besteht in der Hauptsache darin, vulkanische Gesteine im elektrischen Ofen, und zwar im luftleeren Raume, zum Schmelzen zu bringen, die freiwerdenden magmatischen Gase abzusaugen und unter Berücksichtigung auch der etwa sublimierten Bestandteile gasanalytisch quantitativ zu bestimmen. Die Einzelheiten des Verfahrens hat er in mehreren Arbeiten in den Genfer „Archives des Sciences physiques et naturelles“ beschrieben.

Es schien mir besonders wünschenswert, die äußerlich so obsidianähnlichen Billitonite in dieser Art zu untersuchen, um zu sehen, ob sie einen ähnlich hohen Gehalt an vulkanischen Gasen besitzen, wie uns das Herr A. BRUN an den echten Obsidianen demonstriert hatte. Wir opferten zu diesem Zwecke zwei sogenannte Obsidianbomben („Glaskogels“) von Dendang auf Billiton, die durch Herrn Professor R. VERBEEK der Freiberger Sammlung übergeben worden waren. Von der einen Hälfte der einen dieser äußerlich ganz ähnlichen beiden Bomben lag eine chemische Analyse meines Herrn Kollegen O. BRUNCK vor, die im Jaarb. v. h. Mijnwezen 1897, S. 240, von Herrn VERBEEK und im großen Moldavitwerk, S. 237, von Herrn F. E. SUESS abgedruckt ist. Sie stimmt vorzüglich überein mit der von Herrn C. VON JOHN 1900 ausgeführten Analyse einer ähnlichen Bombe vom gleichen Fundpunkt (S. 237 bei SUESS). Beide erwähnen keinen Glühverlust, während eine bei F. E. SUESS ebenfalls abgedruckte Analyse von CRETIER von einer Obsidiankugel von Billiton angiebt: Beim Versetzen des Pulvers mit Salzsäure ist ein bituminöser Geruch wahrnehmbar, der auf daß Vorhandensein von Kohlenwasserstoffen schließen läßt.

---

[1]) FRANZ E. SUESS: Die Herkunft der Moldavite und verwandter Gläser. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1900, Bd. **50**, H. 2. — Siehe auch dessen Vortrag: „Über Gläser kosmischer Herkunft.“ Salzburg, am 23. September 1909.

Die Schmelzbarkeit der Billitonite sollte sich nach SUESS (S. 247) wie die der Moldavite verhalten. Diese beginnen sich bei 1250° C mit einer dünnen Schmelzschicht zu überziehen und sind bei 1400° eingeschmolzen (Versuche an Moldaviten von Herrn BAREŠ).

Herr BRUN behandelte 2 mm dicke leistenförmige Täfelchen, die aus dem von BRUNCK analysierten Billitonit geschnitten waren.

Sie erhielten bei leichtem Druck eines Platinstabes die erste Biegung bei 806° C.

Sie bogen sich ohne Anwendung von Druck bei 874 bis 883° C.

Der zweite Billitonit, auf den sich die folgende Gasanalyse bezieht, füllte durch Erweichung die Form des Tiegels aus bei 1044—1055° C, und zwar ist die Masse bei 1044° noch ziemlich zähflüssig.

Dieses Verhalten beim Schmelzen fand BRUN übereinstimmend mit dem von gasarmen Obsidianen, die dieselben Minima und Maxima zeigten.

Die Entgasung im Vakuum erfolgte bei der Erwärmung bis 900° C.

Für 1 kg berechnet, lieferte der Billitonit von Dendang:

A. Als festes Sublimat in der Vorlage:

Salmiak	5 mg
[Na, K] Cl	60 -

B. Gase:

Gesamtmenge	228 ccm
Menge nach Korrektur . .	213 -

Diese Gase hatten, pro kg der angewandten Billitonitmenge berechnet, folgende Zusammensetzung:

CO_2	98,0 ccm	
CO	100,4	
H	29,2	(14,2*)
SO_2	0,4	
H_2S	abwesend	
N	Spuren	
O	abwesend	
	228,0 ccm	(213*)

Die mit * bezeichnete Korrektur bezieht sich auf die geringe Abgabe von H durch das Platinrohr. Der hierdurch notwendige Abzug beläuft sich auf 10—15 ccm pro kg des Billitonites.

Zum Vergleich lasse ich das Ergebnis der gleichen Untersuchungsmethode folgen, das Herr A. BRUN früher an einem echten Obsidian, einem Geröll aus dem Flusse Tji Manoek bei Garoet, Residenzschaft Preanger, Java, erhalten hatte:

Explosive Entgasung erfolgte bei	991° C
Gesamte Gasmenge pro kg Gestein	417 ccm
Salmiak in der Vorlage pro 100 ccm Gas .	12 mg
Salmiak in der Vorlage pro kg Gestein . .	50,04 mg

Zusammensetzung der Gase selbst in Volumprozent:

Cl	14,47
HCl	50,75
SO_2	8,31
CO_2	9,83
O	1,43
CO, N . . .	15,21
	100,00

Beide nebeneinander liefern also:

A. Feste Chloride, berechnet in mg, auf 1 kg Gestein:

	Billitonit	Obsidian
NH_4Cl	5	50
[Na, K] Cl	60	—[1]

B. Gase, in Volumprozent, in folgender Zusammensetzung:

	Billitonit	Obsidian
Cl	—	14,47
HCl	—	50,75
SO_2	0,18	8,31
CO_2	46,00	9,83
CO	47,13	15,21 (CO + N)
N	Spur	
H	6,66	—
O	—	1,43

Der Hauptunterschied zwischen dem Billitonit und dem Obsidian besteht demnach darin, daß in dem Tektit freies Chlor und Chlorwasserstoff fehlen, die nicht nur bei dem javanischen, sondern auch bei anderen nicht bimssteinartig entwickelten Obsidianen ganz konstant, wenn auch in sehr wechselndem relativen Verhältnis zueinander, vorhanden sind. Dahingegen wird dieser Mangel beim Billitonit ungefähr ausgeglichen durch die Menge sublimierbarer Chloride.

Doch kommen nach BRUN auf der Erde auch gasärmere Gläser vor, die einen Vergleich mit Billitonit eher aushalten. So enthielt ein von ihm analysierter Perlit aus Peru in 20 g nur 4,8 ccm Gase, und zwar:

[1]) Vorhanden, aber nicht genau bestimmt.

HCl	0,5 ccm
CO_2	2,4 -
CO	1,9 -
N, H	Spuren
NH_4Cl	sehr fraglich
	4,8 ccm

Sehr selbständig erscheint der Tektit in bezug auf seine sehr große Menge von CO_2 und CO.

Herr A. BRUN hat sich über die möglichen Schlußfolgerungen nur in der einen Zeile ausgesprochen: „Die Anwesenheit von Salmiak, wenn auch in geringer Menge, scheint mir für terrestren Ursprung zu sprechen.“ (Brief vom 10. III. 1910.) Später (Brief vom 21. III. 1910) weist er nochmals auf eine gewisse Ähnlichkeit der Billitonite mit Obsidianen irdischer Herkunft in chemischer Hinsicht hin, will sich aber eines abschließenden Urteiles über die Herkunft der Tektite enthalten. Ich muß gestehen, daß ich ihm hierin nicht folgen kann. Der Billitonit macht mir auch nach seinem Gasgehalt gegenüber den irdischen Obsidianen chemisch einen so selbständigen Eindruck, daß die überwältigenden Gründe, welche Herr F. E. SUESS gegen die terrestre Herkunft der Tektite geltend gemacht hat, durch die verdienstvollen Untersuchungen des Genfer Forschers meiner Meinung nach eine neue Bestätigung erhalten haben.

Auf meinen Wunsch untersuchte Herr A. BRUN ferner nun auch eine von uns gelieferte Probe von Moldavit aus der Gegend von Moldauthein. Die Analyse war hier besonders schwierig, weil nur ganz geringe Gasmengen zugegen waren.

Glühverluste werden in der Literatur bei Moldaviten mehrfach angegeben, so auch bei zwei neuen, bei SUESS abgedruckten Analysen des Herrn C. VON JOHN (0,06 und 0,10 Proz.). Ferner hat Herr F. EXNER nach SUESS mittels spektroskopischer Untersuchung im böhmischen Moldavit u. a. Kohlenstoff nachgewiesen.

A. BRUN benutzte zur Gasgewinnung 20 g Moldavit. Er erhielt beim Schmelzen hieraus 3,5 ccm Gase, also 175 ccm pro 1 kg, und zwar (bei 14° C und 738 mm Druck):

CO_2	0,6 ccm
CO	2,2 -
N, H	0,7 -
	3,5 ccm

Er hat auch Spuren von HCl und alkalischen Chloriden bemerkt.

Danach verhält sich der Moldavit ganz verschieden von Obsidian, mit dem er ja auch sonst chemisch gar nicht übereinstimmt. Im Gegensatz zum Billitonit steht seine große Gasarmut. Die bei diesem so vorherrschenden Gase CO_2 und CO sind auch beim Moldavit anwesend.

Es wiegen die bei 14° C und 738 mm Druck gemessenen

$$\begin{array}{lll} 0{,}6 \text{ ccm } CO_2 & = & 1{,}07 \text{ mg} \\ 2{,}2 \quad - \quad CO & = & 2{,}49 \quad - \\ 0{,}7 \quad - \begin{Bmatrix} H \\ N \end{Bmatrix} & = & 0{,}43 \quad - \\ \hline \text{zusammen} & = & 3{,}99 \text{ mg} = \text{rund } 4 \text{ mg} \end{array}$$

Der durch die entzogenen Gase bedingte Glühverlust beläuft sich demnach auf 0,02 Gewichtsprozent Gegenüber den oben erwähnten Ziffern 0,06 und 0,10 Proz. haben wir also noch ein Minus. Wenn nicht beim Abfangen der Gase Verluste eingetreten sein sollten, so ist auch möglich, daß der Gasgehalt der verschiedenen Moldavite von Haus aus ein verschiedener ist. So sagt denn auch F. E. SUESS von den böhmisch-mährischen Moldaviten auf Grund seiner mikroskopischen Prüfung, S. 250: „Kleinere oder auch größere Gasporen und Bläschen finden sich ebenfalls in wechselnder Häufigkeit in allen Schliffen."

---

23. Zu dem Artikel von Herrn W. PETRASCHECK über die floristische Gliederung der Schatzlarer Schichten bei Schatzlar und Schwadowitz.

Von Herrn W. GOTHAN.

Berlin, den 29. März 1910.

In einer kürzlich erschienenen Publikation (Verhandl. k. k. Geolog. Reichsanst. 1909, Nr. 14, S. 310) hat PETRASCHECK, wesentlich auf stratigraphische Gründe gestützt, nachzuweisen gesucht, daß der liegende Flözzug der Schwadowitzer Schichten (Xaveristollner) mit den Schatzlarer Schichten (Hangendzug) zu parallelisieren sei, während POTONIÉ (Florist. Gliederung des deutschen Carbons und Perms, 1896, S. 14/15) diese über die Schatzlarer Schichten gesetzt hatte. Ich be-

merke hierzu, daß die floristischen Verhältnisse dieser Schichten PETRASCHECKs Meinung durchaus bestätigen.

Besonders bemerkenswert ist nämlich das Vorkommen typischer engmaschiger *Lonchopteris*-Arten (*L. Bricei* oder *rugosa* BRONGN.) und ferner von *Pecopteris pennaeformis* BRONGN. und *Neurodontopteris* cf. *obliqua* BRONGN. sp.; in unseren Sammlungen (Kgl. Geolog. Landesanstalt Berlin) befindet sich eine ganze Anzahl von Resten des Xaveristollner Flözzuges, von denen hier die charakteristischsten aufgezählt seien:

Sphenopteris obtusiloba BRONGN.
**Mariopteris muricata* (SCHLOTH.) ZEILL.
**Pecopteris plumosa* ART. sp.
- *Miltoni* ART. sp.
* - *pennaeformis* BRONGN.
(Bezeichnung nur: Schwadowitz, kann aber nicht aus dem Idastollner Flözzug stammen.)
**Lonchopteris rugosa* oder *Bricei* BRONGN.
**Neurodontopteris* cf. *obliqua* BRONGN.
**Sigillaria scutellata* BRONGN.
Lepidodendron obovatum STERNB.
u. a.

Die Flora ist eine typische des mittleren Produktiven Carbons und unterscheidet sich kaum von der der Schatzlarer Schichten; POTONIÉ führt hierzu u. a. in unseren Florenlisten noch *Annularia stellata* und *sphenophylloides* auf, von denen wenigstens die erste recht wenig zu der genannten Flora paßt. In unseren Sammlungen finden sich keine Exemplare dieser beiden Arten. Besonders die *Lonchopteris*-Arten (der Gruppe *Eulonchopteris* GOTHAN in Abb. u. Beschreib. foss. Pflanzen VI, 1909, Nr. 117), die schon FEISTMANTEL (Palaeontogr. XXIII, 1876, S. 296) als sehr häufig bei Schwadowitz angibt (am sogenannten Erbstollen), sind ja ausgezeichnete Leitfossilien, die sich z. B. im Ruhrgebiet ganz auf die Gaskohlenpartie, in Oberschlesien fast gauz auf die Orzescher Schichten (bis in den oberen Teil der Rudaer Schichten hinuntergehend) beschränken und im Hangendzuge Niederschlesiens auch ziemlich häufig sind. Die Flora des Idastollner Flözzuges steht in scharfem Gegensatz zu der des Xaveristollner, indem hier Typen des oberen Produktiven Carbons (Ottweiler Schichten) sich stark vordrängen, und beispielsweise die oben mit * versehenen Typen fehlen. Auch die Flora der Zdareker Flöze würde richtiger dem Hangendzug zu parallelisieren sein, da auch hier nach POTONIÉ (in unseren Listen) *Lonchopteris* vor-

kommt, ferner *Desmopteris longifolia* STERNB. sp., *Sphenophyllum majus* BRONN u. a. (außerdem große *Rhacopteris asplenites*-Stücke), während auch hier die Ottweiler Typen fehlen; es scheinen allerdings hier *Eupecopteris*-Arten häufiger zu sein, z. B. *Pecopteris* aff. *Miltoni*, die aber auch schon in den Schatzlarer Schichten häufig ist. Aus diesem Grunde hatte auch POTONIÉ in den Listen, wo die Vorkommnisse zu Flora 6 gestellt sind, bemerkt: ob hierher oder Flora 5? Wegen der angeführten floristischen Verhältnisse hatte ich ihm gegenüber schon wiederholt zum Ausdruck gebracht, daß die Xaveristollner Flora tiefer gehöre. Eine weitere Vergleichung der Stücke in anderen Sammlungen wird ohne Zweifel ein gleiches Resultat ergeben.

24. Experimentelle Studien über die Entstehung der Sedimentgesteine.

Von Herrn HERM. FISCHER.

(Hierzu eine Texttafel.)

Würzburg, den 10. März 1910.

I. Oolithbildung.

Über die Bildung oolithischer Gesteine, oder genauer gesagt, über die Entstehung der Kalkooide, welche diese Gesteine zusammensetzen, sind in der neueren Zeit von G. LINCK[1]) und seinen Schülern[2]) so eingehende Studien gemacht worden, daß die folgenden Beobachtungen, welche ich über künstliche und natürliche Entstehung von Ooiden machen konnte, im wesentlichen nur eine Bestätigung und Erweiterung der grundlegenden Forschungen G. LINCKs bedeuten. Nur nebenbei möchte ich erwähnen, daß trotz der zweifellos prinzipiellen Lösung der Oolithfrage doch in der neusten Zeit wieder durch KALKOWSKY[3])

[1]) G. LINCK: Die Bildung der Oolithe und Rogensteine. N. Jahrb. Min., XVI, Beil.-Band, 1903.

[2]) K. KRECH: Beitrag zur Kenntnis der oolithischen Gesteine des Muschelkalkes bei Jena. Inaug.-Diss. Jena 1909.

[3]) E. KALKOWSKY: Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. Diese Zeitschr. **60**, 1908.

die organogene Ooidentstehung für die Rogensteine des Buntsandsteins behauptet wurde, eine Ansicht, welcher G. LINCK[1]) sofort entgegengetreten ist.

Dem rein sekundären Einfluß, den Organismen und Organismenreste auf die Bildung von Ooiden haben können, und dem Beobachtungsmaterial, das darüber gesammelt wurde (s. F. ROSSBACH: Beitrag zur Kenntnis oolithischer Kalksteine. Inaug.-Diss. Jena 1884), darf doch wohl heute gegenüber der klaren Tatsache, daß Ooide anorganogen sowohl auf künstlichem wie natürlichem Wege entstehen, als einer Verkomplizierung der im Grunde genommen ganz einfachen Erscheinungen nicht mehr solche Bedeutung zugeschrieben werden. Schon GÜMBEL[2]) weist ja darauf hin, daß man bisweilen bei chemischen Analysen ooidische Niederschläge erhält, und jeder Chemiker, der diesen Erscheinungen Aufmerksamkeit schenkt, weiß aus Erfahrung, daß viele Niederschläge unter bestimmten Fällungsbedingungen sphäroidisch auskrystallisieren. Ich selbst habe dies bei Kalkfällungen sowohl mit Ammoniumoxalat wie mit Ammoniumcarbonat beobachtet. Aber niemals entstanden die Ooide sofort, sondern erst nach längerer Zeit und namentlich bei starker Erwärmung. LINCK hat nun gezeigt, daß eben der als Aragonit ausgefällte Kalk die Tendenz zu sphärischer Auskrystallisation hat, und er hat aus der künstlichen Darstellung mikroskopisch kleiner Aragonitooide geschlossen, daß auch die Entstehung der makroskopischen Aragonitooide in der Natur in ähnlicher Weise vor sich geht wie bei dem Experimente.

Die experimentelle Darstellung von Aragonitooiden hat nun den Nachteil, daß es auf künstlichem Wege nicht leicht gelingt, größere Ooide zu züchten. Besser eignet sich zur Darstellung beliebig großer Ooide ein anderes Salz, nämlich das wasserhaltige Ammoniummagnesiumcarbonat

$$MgCO_3 . (NH_4)_2 CO_3 + 4 H_2O,$$

welches sich beim Zusammenbringen entsprechend konzentrierter Lösungen von $MgSO_4$ oder $MgCl_2$ mit überschüssigem, konzentriertem Ammoncarbonat in durchscheinend rhombischen Krystallen allmählich ausscheidet.

Eine Versuchsanordnung, welche sich an die von G. LINCK[3]) zur Darstellung dolomitischer Niederschläge angewandte Methode

---

[1]) G. LINCK: Über die Bildung der Oolithe und Rogensteine. Jenaische Zeitschrift für Naturwissenschaft, **45**, 1909.

[2]) GÜMBEL: N. Jahrb. Min. 1873, S. 303.

[3]) G. LINCK: Über die Entstehung der Dolomite. Diese Zeitschr. **61**, 1909, Monatsber. S. 230.

anlehnt, lieferte mir regelmäßig große Ooide des Magnesiumcarbonats. Mit entsprechender Abänderung des LINCKschen Versuches löste ich in 100 ccm einer 1,75 proz. Ammoncarbonatlösung 3,35 g $MgCl_2$ und 2,27 g $MgSO_4$. Nach 4—5 Stunden entstand noch kein Niederschlag, aber über Nacht setzten sich am Boden des Gefäßes zahlreiche kleine Sphäroide fest, die allmählich Dimensionen von 2—3 mm erreichten.

Ein anderer Versuch lieferte mir schön ausgebildete Sphäroide in einem Bodenkörper von kohlensaurem Kalk. Bei diesem Versuch wurden 1 g (= 1 Mol.) $CaCO_3$ (praec. pur.) mit einer Lösung von 2,46 g $MgSO_4$ (= 1 Mol.) und 2,03 g $MgCl_2$ (= 1 Mol.) in 50 ccm H_2O übergossen und mit überschüssigem 10 proz. Ammoncarbonat versetzt. Nach einiger Zeit enthielt das Präzipitat bis über 1 mm große Ooide, die sich als sphärische Auskrystallisationen von Ammoniummagnesiumcarbonat erwiesen.

Diese Ooide, deren Darstellung sich innerhalb weiter Versuchsgrenzen ermöglichen läßt, würden nach GÜMBEL (a. a. O.) als Extoooide zu bezeichnen sein, da ihr Wachstum von einem sphäroidischen Kern aus erfolgt, um welchen herum sich Schalen aus radial gestellten rhombischen Magnesiumcarbonatkrystallen anlegen. Durch Zusatz von neuen Mengen des Magnesiumsalzes kann nämlich das Wachstum der Ooide ohne Schwierigkeit bewerkstelligt und die konzentrische Struktur der Ooide so auf künstlichem Wege erhalten werden.

Bei meinen Versuchen ergibt sich aber noch eine zweite Möglichkeit der Ooidbildung immer da, wo in den konzentrierten Flüssigkeiten Gasbläschen aufsteigen und durch die Adhäsion an der Oberfläche der Flüssigkeit und an der Wand des Gefäßes festgehalten werden. Um diese Gasbläschen herum scheidet sich die Magnesiaverbindung ab, und es wurden so bis 3 mm große Ooide erhalten. Die Rinde besteht ebenso wie bei den Sphäroiden (Extoooiden) aus radial gestellten Krystallnadeln. Auch diese Ooide wachsen durch Apposition beim Eintragen in neue Lösungen und bekommen so die konzentrische Schalenstruktur.

Solche Ooide würden nach GÜMBEL als Entoooide zu bezeichnen sein, als Blasenooide, welche dann bei weiterer Umrindung den Charakter der GÜMBELschen Dimorphoooide annehmen.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß die künstlich dargestellten Magnesiumcarbonatooide auch in der Natur entstehen. Ihre Existenz kann aber nur eine ganz vorübergehende sein; denn diese Ooide sind ja noch viel labiler als die Aragonitooide.

Sie sind tatsächlich nur unter den Verhältnissen existenzfähig, welche ihre Entstehung bedingen. Wasser zersetzt sie allmählich; an der Luft trüben sie sich und zeigen dann keine Polarisationsfarben mehr.

Es bleibt mir nun noch übrig, die Beschreibung von zwei natürlichen Oolithvorkommen anzufügen, die, im Zusammenhang mit der künstlichen Ooiddarstellung betrachtet, an dieser Stelle vielleicht einen sachdienlicheren Beitrag zur Oolithfrage abgeben können, als wenn für sie von den vorausgehenden Studien gesondert eine spezielle Beschreibung an anderer Stelle gewählt würde, wodurch ja nebenbei auch die unliebsame Zerstreuung der Literatur vermieden werden kann.

1. Basaltwacke vom Sodenberg (Rhön) mit Aragonitooiden.

Unter den von mir gesammelten Handstücken, welche die Zersetzung des Basalts in verschiedenen Stadien zeigen, finden sich einige, an denen man größere Komplexe von auskrystallisiertem Aragonit beobachten kann. In der Umgebung und innerhalb dieser Aragonitpartien finden sich durch Brauneisen hellbraun umrindete Aragonitkügelchen, deren Entstehung mit der Auskrystallisation des Aragonits zusammenhängen muß. Die Kügelchen sind als echte Ooide anzusehen, deren zonare Struktur, wie das mikroskopische Bild (s. Texttaf. Fig. 1) zeigt, gut erhalten ist. Die ursprünglich radiale Struktur, entstanden durch sphärische Auskrystallisation von Aragonit, ist partienweise noch gut erkennbar und das Vorhandensein von Aragonit in Sphärokrystallen nachweisbar. Ebenso ist auch die bekannte Speichenstruktur, wie sie an Ooiden beobachtet wurde, gerade an dem einen der photographierten Ooide sehr schön zu sehen. Vielfach ist aber der Aragonit bereits in Calcit übergegangen, was sich namentlich an den dichten Carbonatpartien gut beobachten läßt. Auch in den Ooiden hat Calcit stellenweise den Aragonit verdrängt.

Die makroskopische und mikroskopische Betrachtung des zersetzten und unzersetzten Basalts ergibt die Entstehung der Ooide in ungefähr folgender Weise:

Der Basalt des Sodenbergs ist nach H. Lenk[1]) ein sogenannter Glasbasalt. In einer glasigen Basis, welche keinerlei Feldspatgemengteile ausgeschieden hat, ist ein feinkörniges

[1]) H. Lenk: Zur geologischen Kenntnis der südlichen Rhön. Inaug.-Diss. Würzburg 1887.

Gemenge von Augit, Magneteisen und Chrysolithkryställchen eingeschlossen nebst porphyrartig eingestreuten Krystallen von Olivin und Augit. „Durch die Verwitterung des Basalts entsteht ein sehr weiches, fett anzufühlendes Mineral, dessen 25,44 Proz. betragender Wassergehalt (neben Tonerde, Magnesia, Kalk, Natron und etwas Eisen) seine Identität mit dem von RAMMELSBERG analysierten Bol von Stolpen sehr wahrscheinlich macht.“ Auch dieses Mineral konnte ich neben dem Aragonit in dem verwitterten Basalt feststellen. Die Bildung der Ooide muß in Zusammenhang stehen mit dem Auftreten heißer Dämpfe, die ein lavaähnliches, schlackiges Produkt und andererseits wieder mandelsteinähnliche Ausscheidungen erzeugten. Entsprechend der Bildung der Karlsbader Erbsensteine dürften die Ooide in einer späteren Periode entstanden sein, wo die Dämpfe von heißen Kohlensäuerlingen abgelöst wurden. Ob eine Zuführung von Kalk, etwa aus dem die Basaltkuppe des Sodenbergs rings umgebenden Wellenkalk, stattgefunden hat, oder ob sämtlicher Kalk aus verwitterten Augiten stammt, dürfte wohl schwer zu entscheiden sein. Für erstere Ansicht spricht das lokale Vorkommen des kalkreichen Verwitterungsproduktes (weder die schlackigen noch die typischen mit Bol durchsetzten basaltischen Verwitterungsprodukte brausen mit verdünnter Salzsäure auf) und das Vorhandensein relativ wenig verwitterter Augitkrystalle. Der Schlämmrückstand des beschriebenen kalkreichen Verwitterungsproduktes besteht auch fast durchaus aus vorzüglich erhaltenen, scharf begrenzten Augitkrystallen.

2. Oolithisch-glaukonitischer Kalk aus dem unteren Hauptmuschelkalk von Kronach (Oberfranken).

Fundstelle: Westabhang des Kreuzberges östlich von Kronach.

In der Region der Encrinitenkalke findet sich östlich von Kronach an mehreren Orten eine 20—30 cm dicke Oolithbank aufgeschlossen, die wohl mit den aus der Umgegend von Jena beschriebenen oolithischen Bänken des Encrinitenkalks in genetischem Zusammenhang steht. Bei Würzburg finden sich Bänke mit diesem Charakter in der gleichen Region durchaus nicht. Die Struktur der Ooide, welche die Bank zusammensetzen, entspricht jener, welche K. KRECH (a. a. O.) für die Oolithbank am Jägerhaus bei Jena beschreibt, so daß ich geradezu auf jene Beschreibung verweisen kann. Nur in einem Punkte ist die Oolithbank von Kronach total verschieden von der Jenenser. In beiden Bänken findet

sich Chalcedon und amorphe Kieselsäure. Während sich aber nach KRECH im oberen Drittel seiner Oolithbank amorphe Kieselsäure als Bindemittel der Ooide ausgeschieden hat, die Ooide selbst jedoch unverändert blieben, tritt bei der Kronacher Oolithbank die amorphe Kieselsäure nur in den Ooiden auf, die sie teilweise vollständig resorbiert hat bis zur Vernichtung der Ooidstruktur, teilweise aber nur zonar oder in ganz unregelmäßigen Partien infiltriert hat (s. Texttafel Fig. 2, Ooide *a*) oder wenigstens so viel von der ursprünglichen Masse verschonte, daß die Zonarstruktur der Ooide erhalten blieb (Ooid b). Eine lokale Infiltration der Ooide mit amorpher Kieselsäure im Sediment selbst, wie ich das für die verkieselten Ooide der Hornsteinbänke bei Würzburg zeigen konnte[1]), ist also völlig ausgeschlossen. Eine Folgeerscheinung der Kieselsäureinfiltration ist es, daß die Ooide aus dem Gestein herauswittern und so selbst stark verwitterte Bruchstücke der Bank sofort an der „weißen Punktierung“ erkannt werden können.

Die Ooide sind allothigener Herkunft, und man hat hier den schönsten Beweis, daß die Ooidbildung nicht etwa ein mit der Diagenese der Gesteine zusammenhängender Prozeß ist. Daß in den unverfestigten Sedimenten Lösungen zirkulieren, aus welchen sich amorphe Kieselsäure, Glaukonit usw. abscheiden, erscheint durch genügende Belege erwiesen. Werden Ooide in solche Sedimente verschwemmt, so werden sie ebenso infiltriert wie etwa Schalenfragmente, bleiben aber trotzdem noch transportfähig. Es können also einerseits infiltrierte Ooide in nichtinfiltrierte Kalksedimente verschwemmt werden (Kronacher Oolithbank), andererseits wieder nichtinfiltrierte Ooide in infiltrierten Kalkschlamm geraten, in dem sich bereits die Kieselsäure abgeschieden hat.

Der neben der amorphen Kieselsäure und im engsten Zusammenhang mit derselben vorkommende Chalcedon ist aus ersterer hervorgegangen. Während nun nach KRECH in der Oolithbank am Jägerhaus meist die Fossilreste, welche den Ooiden als Konzentrationszentren dienten, in Chalcedon verwandelt wurden, kommt dieser in verkieselten Ooiden der Kronacher Bank recht vereinzelt und ohne Zusammenhang mit Fossilresten vor.

Ebenso wie die amorphe Kieselsäure erscheint auch der häufige Glaukonit als Infiltration von Ooiden.

---

[1]) H. FISCHER: Beitrag zur Kenntnis der unterfränkischen Triasgesteine. Geognostische Jahresh. 1908, XXI. Jahrg., S. 33.

Eine parallele Schichtung der Ooide ist an der Kronacher Bank noch ganz deutlich sichtbar, was sich auch an den Schliffen parallel und senkrecht zur Schichtung bemerkbar macht.

Der Schlämmrückstand der Oolithbank von Kronach ist, wie ich hier noch bemerken möchte, außerordentlich arm an allothigenen Mineralpartikeln. Es finden sich bei Kronach, soweit ich feststellen konnte, nirgends sandige Einschwemmungen, und obwohl der Muschelkalk bei dem weiter östlich gelegenen Dorfe Zeyern direkt diskordant dem Palaeozoicum anliegt, ergeben sich absolut keine Erscheinungen für Küstennähe. Der Muschelkalk muß sich, wie auch aus diesen Beobachtungen hervorgeht, noch weit in den Frankenwald hinein erstreckt haben.

II. Über die Aufnahme von Magnesia in Kalksedimente.

Die Frage nach der Entstehung nicht durchkrystallisierter, dolomitischer Gesteine, wie solche z. B. in bedeutender Verbreitung in der germanischen Trias vorkommen, muß bis jetzt immer noch als ungelöstes geologisches Problem betrachtet werden. Bei der Beschreibung triadischer Sedimente aus der Umgegend von Würzburg konnte ich mich schwer für die Anwendung einer der Theorien über die Entstehung der Dolomitgesteine entschließen, und wenn ich die bekannte HÖGBOMsche Theorie berücksichtigt habe (a. a. O., S. 21), so geschah dies deshalb, weil diese auf Naturbeobachtungen begründete Theorie die Anreicherung von Magnesia in klastischen Kalksedimenten doch in mancher Hinsicht verständlich macht. Der Wert der HÖGBOMschen Theorie für das erwähnte Problem wird aber sofort bedeutend verringert, wenn die Annahme, daß die dolomitischen Gesteine der Anhydritgruppe und der Lettenkohle klastischer Natur sind, widerlegt ist. Bald nach Drucklegung der erwähnten Arbeit entschloß ich mich, die dolomitischen Gesteine der unterfränkischen Trias einer umfassenderen Bearbeitung zu unterziehen, um namentlich auf Grund chemischer Analysen Einblick in ihre Zusammensetzung, wechselnden Magnesiagehalt und Verwitterungserscheinungen zu gewinnen. Während dieser Studien erschien nun die Arbeit von G. LINCK: Über die Entstehung der Dolomite (a. a. O.), welche einen wesentlichen, von neuen Gesichtspunkten ausgehenden Beitrag zur Dolomitfrage bedeutet. Durch LINCK wird der Theorie, daß dolomitische Sedimente durch Ausfällung aus dem Meerwasser entstanden seien, eine Bedeutung

beigelegt, die eine Stellungnahme derjenigen, die sich mit der Dolomitfrage beschäftigen, notwendig macht. Allerdings beschäftigt sich LINCK zunächst mit der Frage nach Entstehung des Minerals Dolomit, die hier nicht weiter diskutiert werden soll. Wie aber Gestein und Mineral Dolomit entstanden seien, dieses Problem basiert doch wieder auf der Grundfrage, wie kommt die Magnesia in den ausgefällten Kalk hinein? Für den Chemiker ist es eine bekannte Tatsache, daß die Ausfällung des Magnesiums durch Ammoncarbonat vom chemischen Gleichgewichtszustand abhängig ist; daß also einerseits die Dissoziation der Magnesiumsalze durch Vermehrung der Säureionen, also z. B. durch Zusatz von Ammon- oder Natriumchlorid, zurückgedrängt und die Ausfällung des Magnesiums so verhindert wird, daß aber andererseits die Dissoziation und Ausfällung der Magnesiumsalze befördert wird, wenn man eine Vermehrung der Hydroxylionen, etwa durch Zusatz von Ammoniak oder überschüssigem Ammoncarbonat, bedingt. Komplizierter werden die Verhältnisse, wenn sich noch Calciumsalz in der Lösung befindet. LINCK hat auch diese Komplikation vom Standpunkt des Massenwirkungsgesetzes betrachtet und die Bedingungen angedeutet, von welchen die Ausfällung des Magnesiums im Meerwasser abhängig ist. Aber eben dadurch ergibt sich die neue Frage:

Ist es bei der chemischen Zusammensetzung des Meerwassers möglich, daß Magnesia als Carbonat in solchen Mengen zur Ausfällung kommt, daß dolomitische Sedimente dadurch entstehen können?

Diese Frage scheint mir jetzt in den Vordergrund zu treten, und ich glaubte, das Dolomitproblem zunächst einmal von dieser Seite anfassen zu müssen. Daß man bis jetzt der fällenden Wirkung des im Meerwasser entstehenden Ammoniaks in Verbindung mit der Kohlensäure keine größere Bedeutung zuschrieb, mag wohl daran liegen, daß Ammoniak im Meerwasser nur in sehr geringen Mengen gefunden wird. Nach GEBBINGS beträgt der mittlere Ammoniakgehalt in den verschiedensten Tiefen und Breiten des Ozeans 0,05 mg pro l. Und dieser Gehalt des Meerwassers an Ammoniak scheint seit dem Palaeozoicum konstant geblieben zu sein. Es sprechen wenigstens dafür die Untersuchungen von WILHELM BILTZ und E. MARKUS[1]). Bei der Verdünnung der aufgelösten Salzton-

[1]) WILHELM BILTZ und E. MARKUS: Über das Vorkommen von Ammoniak und Nitrat in den Kalisalzlagerstätten. Zeitschr. f. anorg. Chemie **62**, 1909, S. 183. — Nachtrag von W. BILTZ. Zeitschr. f. anorg. Chemie **64**, 1909, S. 215—216.

proben von dem Moltkeschacht in Schönebeck bis zur Konzentration des Meerwassers ergab sich 0,056 mg Ammoniak im Liter Flüssigkeit, eine Zahl, die zu den höchsten Werten für Ammoniak in den Kalisalzen gehört. Daß wir eine Anreicherung von Ammoniak in den Sedimenten vergangener geologischer Perioden schwerlich nachweisen können, hängt wohl damit zusammen, daß das beim Stoffwechsel und Verwesen von Organismen freiwerdende Ammoniak immer wieder in den Stickstoffkreislauf eingeschaltet wird, und so wie der Kohlensäuregehalt der Luft auch der Stickstoffgehalt des Meeres in einem nur in geringen Grenzen schwankenden Gleichgewichtszustand verharrt. Die Möglichkeit, daß Magnesia im freien Meere zur Ausfällung kommt, erscheint dadurch von vornherein als sehr gering, weil die Menge des Ammoncarbonats hier gegenüber dem die Dissoziation der Magnesiumsalze zurückdrängenden Kochsalz geradezu verschwindet.

Die Entstehung dolomitischer Sedimente kann also nur unter gewissen, für die Ausfällung des Magnesiums günstigen Verhältnissen lokal vor sich gehen. Diese Verhältnisse hat die chemische Geologie von verschiedenen Gesichtspunkten aus zu ergründen versucht. Bei der Beurteilung der LINCKschen Theorie scheint mir die Kardinalfrage die zu sein: Wo soll die große Menge von Ammonsalz herkommen, welche zur Ausfällung von Magnesium als Carbonat notwendig ist? Lokal kann sich Ammoniak in den jungen Sedimenten durch Verwesung anreichern. Dafür führt E. PHILIPPI[1]) als Beleg junge dolomitische Kalke von der Seine-Bank an, welche in einer Probe schon beim Erhitzen im Glühröhrchen eine nicht unerhebliche Menge von Ammoniak abgaben, wodurch ein eingeschobenes Stück rotes Lackmuspapier stark blau gefärbt wurde.

Wichtig für die Entscheidung der Frage wäre es auch, daß durch Analysen eine eventuelle Anreicherung von Ammoniak in den organismen- und faulschlammreichen Brackwässern festgestellt würde. Gerade in solchen Brackwässern scheinen günstige Bedingungen für die Ausfällung von dolomitischen Niederschlägen sich zu ergeben, und es könnte so durch Nachweis rezenter Vorkommnisse mit einem Schlag Licht in die Frage nach Entstehung der dolomitischen Steinmergel der Lettenkohle gebracht werden.

Aber auch auf experimentellem Wege wird die Lösung des Problems befördert werden. Die Schwierigkeit liegt hier

[1]) E. PHILIPPI: Über Dolomitbildung und chemische Abscheidung von Kalk im heutigen Meere. N. Jahrb. Min., Festband 1907.

eben in der künstlichen Herstellung der in der Natur gegebenen Verhältnisse. Gerade die neuen LINCKschen Experimente müssen für die Zusammenstellung solcher Versuche sehr anregend erscheinen, und sie haben mich veranlaßt, die bei Zugabe verschieden konzentrierter Ammoncarbonatlösung zu Meerwasser verschiedener Konzentration und wechselnder Temperatur entstehenden Bodenkörper auf ihren Gehalt an Calcium und Magnesium zu untersuchen. Ich hoffe, die Versuche auch noch so weit ausdehnen zu können, daß ich das künstliche Ammoncarbonat durch natürliche organische Faulflüssigkeiten ersetze und so den Gebrauch künstlicher Reagenzien gänzlich ausschließen kann. Ein in dieser Weise durchgeführter Vorversuch lieferte, wie gezeigt werden wird, bereits ein günstiges Resultat.

Zunächst experimentierte ich mit Meerwasser aus dem Adriatischen Meere (spez. Gew. 1,0290) und einer Lösung von 1,75 g Ammoncarbonat in 1 Liter Wasser. Der Versuch schließt sich an den von LINCK (a. a. O. Über die Entstehung der Dolomite) angegebenen an. Nur sind meine Lösungen etwa 10fach verdünnt.

I. Versuch.

150 ccm Meerwasser wurden mit 150 ccm der angebenen Ammoncarbonatlösung versetzt. Über Nacht entstand ein Niederschlag, der nach etwa vier Wochen abfiltriert wurde. Es wurde bestimmt die Summe der Oxyde $CaO + MgO$ mit Spuren von Eisen: 0,0725 g, und dann einzeln

CaO: 0,071 g = 0,1268 g $CaCO_3$ = 98,38 Proz. $CaCO_3$
MgO: 0,001 g = 0,0021 g $MgCO_3$ = 1,62 Proz. $MgCO_3$

Sodann ging ich zu konzentrierteren Ammoncarbonatlösungen über, wie sie LINCK verwendete. Es befindet sich hier ein Molekül (= 1,75 g) Ammoncarbonat in 100 ccm Wasser oder 17,5 g Ammoncarbonat in 1 Liter Wasser.

II. Versuch.

500 ccm Meerwasser wurden auf 200 ccm eingedampft, wobei noch keine Salzausscheidung stattfindet. Von diesen 200 ccm konzentrierten Meerwassers wurden 100 ccm mit 100 ccm der obigen 1,75 proz. Ammoncarbonatlösung versetzt. Der sofort entstehende Niederschlag krystallisierte im Laufe von vierzehn Tagen um und wurde dann abfiltriert. Das Filtrat war kalkfrei.

Summe der Oxyde $CaO + MgO$ mit Spuren von Eisen: 0,155 g.

CaO: 0,153 g = 0,2732 g $CaCO_3$ = 97,61 Proz. $CaCO_3$
MgO: 0,0032 g = 0,0067 g $MgCO_3$ = 2,39 Proz. $MgCO_3$

Der Versuch zeigt, daß trotz der Anwendung von hochprozentischer Ammonsalzlösung, wie sie in der Natur kaum zu erwarten ist, und trotz der Konzentration des Meerwassers bei einer mittleren Temperatur von 20⁰ Celsius ein relativ geringer Prozentsatz von $MgCO_3$ in den Bodenkörper hineinging.

III. Versuch.

500 ccm Meerwasser wurden bis zur beginnenden Gipsausscheidung konzentriert und bei 30⁰ Celsius mit 100 ccm 1,75 proz. Ammoncarbonatlösung versetzt. Das Filtrat enthält noch Kalk!

Summe der Oxyde $CaO + MgO$ mit Spuren von Eisen: 0,303 g.

CaO: 0,294 g = 0,5248 g $CaCO_3$ = 96,84 Proz. $CaCO_3$
MgO: 0,008 g = 0,0171 g $MgCO_3$ = 3,16 Proz. $MgCO_3$

Der Versuch zeigt, daß trotz der Anwendung extremer Verhältnisse der Konzentration und Temperatur, wie sie in der Natur noch vorkommen können, die Aufnahme von $MgCO_3$ in den Bodenkörper sich nicht wesentlich erhöhte.

IV. Versuch.

Erst als ich die Temperatur von 30⁰ Celsius auf die Temperatur des siedenden Wasserbades erhöhte und zudem eine ursprünglich von 300 ccm auf 100 ccm konzentrierte Meerwassermenge nach Zusatz von 100 ccm 1,75 proz. Ammoncarbonatlösung wieder bis auf 100 ccm konzentrierte, erhielt ich einen Bodenkörper von hohem Gehalt an Magnesiumcarbonat. Solche Verhältnisse sind natürlich bei Entstehung von Schichtgesteinen ausgeschlossen.

Summe der Oxyde $CaO + MgO$ mit Spuren von Eisen: 0,243 g.

CaO: 0,184 g = 0,3284 g $CaCO_3$ = 72,82 Proz. $CaCO_3$
MgO: 0,0586 g = 0,1226 g $MgCO_3$ = 27,18 Proz. $MgCO_3$

V. Versuch.

Setzt man die Konzentration des Meerwassers fort, bis ungefähr die Hauptmasse des Gipses ausgefallen ist, und fällt

dann die vom Gipsniederschlag befreite Flüssigkeit mit 1,75 proz. Ammoncarbonatlösung, so erhält man einen Niederschlag, der zum größten Teil aus dem von mir für die künstliche Darstellung von Ooiden verwendeten Ammoniummagnesiumcarbonat besteht. Man kann auf diese Weise auch aus Meerwasser Ooide ausfällen. Der Versuch zeigt, daß nach Ausscheidung des Calciums und durch die große Konzentration der Magnesiumsalze schließlich Magnesium in großer Menge zur Ausfällung kommt. Die Verbindung zersetzt sich freilich im Laufe der Zeit wieder. Aber bei dieser Zersetzung bleibt $MgCO_3$ zurück. Ob auch in der Natur unter ähnlichen Verhältnissen, nämlich bei der Bildung von Gips- und Salzlagern, Magnesium als Carbonat zur Ausfällung kommt, und sich so das Vorkommen dolomitischer Mergel in Begleitung der Salzlager erklären läßt, darüber können natürlich auch nur wieder in der Natur angestellte Beobachtungen Entscheidung bringen.

VI. Versuch.

Es erübrigt noch, den Vorversuch über die fällende Wirkung von tierischen Faulflüssigkeiten auf die Magnesiasalze des Meerwassers anzuführen. Es wurden zu diesem Zwecke abgetötete, sorgfältig mit destilliertem Wasser gewaschene Schnecken und Muscheln mit destilliertem Wasser übergossen, so daß sie gerade bedeckt waren, und etwa drei Monate der Fäulnis überlassen. Alsdann wurde die Faulflüssigkeit abfiltriert und 100 ccm derselben mit 100 ccm konzentrierten Meerwassers (200 ccm auf 100 ccm) versetzt, so daß die ursprüngliche Konzentration wieder hergestellt war. Schon nach kurzer Zeit entstand eine wolkige Trübung, und über Nacht bedeckte den Boden des Gefäßes ein weißer Niederschlag.

Summe der Oxyde $CaO + MgO +$ Verunreinigungen: 0,047 g.

CaO: 0,043 g = 0,0767 g $CaCO_3$ = 94,45 Proz. $CaCO_3$
MgO: 0,0021 g = 0,0045 g $MgCO_3$ = 5,55 Proz. $MgCO_3$

Der Magnesiagehalt dieses Niederschlages ist relativ höher als der Magnesiagehalt der unter ähnlichen Verhältnissen mit Ammoncarbonat erhaltenen Niederschläge. Weitere Versuche werden beweisen, ob hier eine Gesetzmäßigkeit vorliegt.

Eine Zusammenfassung der durch die angestellten Versuche gewonnenen Resultate zeigt, daß durch einfache Ausfällung von Magnesium im Meerwasser auch unter den extremsten

Verhältnissen nur wenig Magnesium in den Bodenkörper hineingeht. Die Entstehung dolomitischer Mergel mit geringem Prozentgehalt an Magnesium mag wohl in dieser Weise vor sich gegangen sein. Die Entstehung der eigentlichen Dolomite wird man aber nach wie vor als einen mit der Diagnese zusammenhängenden Vorgang betrachten müssen. Hier hat C. KLEMENT[1]) einen wertvollen Beitrag geliefert. KLEMENT hat nämlich gezeigt, daß konzentrierte Lösungen von $MgSO_4$ bei Anwesenheit von konzentriertem $NaCl$ auf Aragonit so einwirken, daß bei steigender Temperatur ein Umsatz nach der Gleichung: $CaCO_3 + MgSO_4 = MgCO_3 + CaSO_4$ stattfindet. Die Umsatzfähigkeit des Aragonits in der angegebenen Weise ist eine auffällige Eigenschaft dieser Modifikation des Calciumcarbonates. Auf ihr beruhen ja auch die bekannten MEIGENschen Reaktionen. KLEMENT behauptet nun, daß die für den Umsatz notwendigen Bedingungen auch in der Natur gegeben seien, nämlich immer da, wo sich das Meerwasser in abgeschlossenen Meeresbecken konzentriert und durch Sonnenbestrahlung stark erhitzt. Doch dürfen wohl die hohen Bodentemperaturen von 75 bis 84,6^0 Celsius, wie sie PECHUEL-LOESCHE in tropischen Breiten gemessen hat, doch nicht so ohne weiteres auf das Meerwasser übertragen werden, wie daß KLEMENT tut. Als höchste Meerestemperaturen sind 35^0 Celsius aus dem Roten Meere und dem Persischen Meerbusen bekannt, und diese Temperaturen werden wohl auch bei starker Konzentration des Meerwassers nicht auf 75^0 Celsius hinaufschnellen. Die KLEMENTsche Theorie muß sich also, um für die Entstehung der Dolomite Wert zu behalten, von dem Einfluß der hohen Temperaturen auf den Umsatz des Aragonits unabhängig machen. Ich glaube, daß dies auch möglich ist; denn die Höhe des Umsatzes ist außer von der Temperatur auch abhängig von der Dauer des Versuches. Es scheint, daß auch hier, wie bei so vielen geologischen Erscheinungen, innerhalb gewaltiger Zeiträume ein chemischer Vorgang sich abspielt, den wir in den uns zur Verfügung stehenden kurzen Zeiträumen experimentell nur bei Anwendung hoher Temperaturen nachahmen können.

Ich glaube nicht, daß man heute schon die Dolomitfrage in ihrem ganzen Umfang als spruchreif betrachten darf. Aber die für die Ausfällung von Magnesium aus dem Meerwasser günstigen Bedingungen scheinen doch einer allmählichen Klärung entgegenzugehen.

---

[1]) C. KLEMENT: Über die Bildung des Dolomits. TSCHERMAKS Mitteil., N. Folge, Band XIV, Wien 1895.

Diese wären:

1. Konzentration des Ammoniaks, welches in Verbindung mit Kohlensäure als Fällungsmittel dient.
2. Konzentration der Magnesiumsalze des Meerwassers.
3. Verringerung des Kochsalzgehaltes des Meerwassers.
4. Erhöhung der Temperatur.

Diese Verhältnisse können lokal in abgeschlossenen Meeresbecken, Brackwässern usw. entstehen, sie können aber auch erst im Sediment selbst bei der Diagenese sich ergeben. Und gerade hier eröffnet sich ein Feld für wissenschaftliche Arbeit, deren Resultate zur Entscheidung der besprochenen Probleme unentbehrlich sind.

---

25. Salzquellen und Salzmoore in der Asse und am Heeseberge.

(Vorläufige Mitteilung.)

Von Herrn E. Hoehne.

Berlin, den 10. April 1910.

In der April-Sitzung unserer Gesellschaft wurde von Herrn Dr. Harbort das interessante Gebiet der hannöverschen Salzhorste besprochen, jene eigenartigen Aufpressungserscheinungen, die für die Kaliindustrie von großer Bedeutung sind. Dies gibt mir Veranlassung, schon jetzt auf Erscheinungen hinzuweisen, die vielleicht geeignet sind, im Verein mit den Lagerungsverhältnissen Schlüsse zuzulassen auf das Vorhandensein bzw. den Verlauf von Zechsteinaufpressungen.

In der südöstlich Wolfenbüttel gelegenen Asse, die sich mit ihrem Ausläufer, dem Heeseberge, bis Jerxheim erstreckt und die Fortsetzung des Staßfurt-Egelner Rogensteinsattels bildet, fallen besonders die vielen dort zutage tretenden Salzquellen auf, die, in der Achse emporsteigend, zum großen Teil auf tektonische Ursachen zurückzuführen sind. Neben diesen sind dort überhaupt die alluvialen Verhältnisse interessant, die in mannigfacher Weise Anhaltspunkte ergeben bezüglich des Zutagetretens von Zechstein, bzw. Schlüsse zulassen, daß Zechsteinsalze in geringer Teufe zu erwarten sind.

In erster Linie sind es Moorbildungen, die größtenteils als typische Salzmoore[1]) bezeichnet werden können. Derartige Salzmoore finden sich in der Gegend zwischen Berklingen und Ührde sowie in der Barnstorfer Senke, d. h. zwischen Ührde und Barnstorf, jener Gegend, die vielfach von unteroligocänen, glaukonitreichen Sanden bedeckt wird. Ein zweites, typisches Salzmoorgebiet findet sich bei Jerxheim zwischen dem Sültenberge und der Molochshöhe am Ausläufer des Heeseberges.

Für diese Salzmoore, auf denen viele charakteristische Salzpflanzen vorkommen, und die auch besonders durch das lebhaft grün- bis gelbgrüngefärbte Gras auffallen, sind Salzausblühungen wesentlich, die so stark sind, daß an einzelnen Stellen der Moorboden mehr oder weniger grau bis schmutzigweiß erscheint und mit bloßem Auge sehr gut die Auskrystallisation von Salz, bisweilen in größerem Umfange, erkennen läßt.

Da nun an manchen Stellen auch Salzquellen in der Nähe auftreten, z. B. bei Ührde und Barnstorf, so liegt die Vermutung nahe, daß von diesen Quellen aus der Boden mit Salz durchtränkt und gesättigt wurde. Inwieweit dies nun bei den Mooren zutrifft, kann ich zurzeit noch nicht entscheiden, da ich meine Untersuchungen noch nicht beendet habe. Ich behalte mir jedoch vor, nach Abschluß der Untersuchungen diese Bildungen sowie ihren Zusammenhang genauer zu behandeln. Jedenfalls können derartige Salzmoorbildungen im Alluvium immerhin einen Fingerzeig für Aufsuchung und Verfolgung nahe unter der Oberfläche befindlichen Zechsteins auch in Gegenden geben, wo bisher Zechstein noch nicht erbohrt ist. Vielleicht können sie auf diese Weise durch ihr Auftreten auch mit zur Lösung der Frage beitragen, wieweit die hannöverschen Zechsteinhorste verbreitet sind, und ob sie tatsächlich auf bestimmten Aufpressungslinien angeordnet sind, oder ob sie eher regellos verteilte Aufpressungshorste darstellen.

---

[1]) Eine nähere Definition dieses neuen Begriffes „Salzmoore“ werde ich später bringen.

Neueingänge der Bibliothek.

BERGT, W.: Über Anorthosit im Granulitgebiet des Plansker Gebietes in Südböhmen. S.-A. aus: Monatsber. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. **61**, Nr. 2. Berlin 1909.
— Pyroxengranulit im Plansker Gebirge in Südböhmen. S.-A. aus: Monatsber. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. **60**, Nr. 12. Berlin 1908.
— Neue Vorkommnisse von Pyroxengranulit und über dessen allgemeine Verbreitung. S.-A. aus: Monatsber. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. **60**, Nr. 8/10. Berlin 1908.
— Magnetische Untersuchungen. Pyroxengranulit und Pyroxenquarzporphyr. S.-A. aus: Monatsber. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. **61**, Nr. 4. Berlin 1909.
— Zur Geologie der colombianischen Mittelkordillere. S.-A. aus: Zentralbl. Min., Nr. 23, 1907. Stuttgart 1907.
Comptes Rendus der 1. internationalen agrogeologischen Konferenz zu Budapest 1909.
DELKESKAMP, R.: Die Bedeutung der Konzentrationsprozesse für die Lagerstättenlehre und die Lithogenesis. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie XII, 1904, H. 9. Berlin 1909.
— Vadose und juvenile Kohlensäure. S-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie XIV, 1906, H. 2. Berlin 1906.
— Das Kupfererzvorkommen zu Riparbella (Cecina) in der Toscana. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie XV, 1907, H. 12. Berlin 1907.
— Fortschritte auf dem Gebiete der Erforschung der Mineralquellen. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie XVI, 1908, H. 10. Berlin 1908.
— Kristallisierter Schwerspat mit großer Menge eingeschlossenen Quarzsandes. S.-A. aus: Zeitschr. Min., 2. Jahrg., 1908, Nr. 12. Stuttgart 1908.
— Zersetzungsvorgänge in basischen Eruptivgesteinen der Toskana. S.-A. aus: Zeitschr. Min., 2. Jahrg., 1908, Nr. 13. Stuttgart 1908.
— Ein mineralogisch-kristallographisch-petrographisches Universalmikroskop. S.-A. aus: Zeitschr. Min., 2. Jahrg., 1908, Nr. 23. Stuttgart 1908.
— Die alttertiären Ablagerungen an der Westküste des Tertiärmeeres im Mainzer Becken. S.-A. aus: Zeitschr. Min., 3. Jahrg., 1909, Nr. 1/2. Stuttgart 1909.
— Die Ursache der vulkanischen Erscheinungen. S.-A. aus: Zeitschr. Min., 2. Jahrg., 1908, Nr. 15/16. Stuttgart 1908.
— Juvenile und vadose Quellen. S.-A. aus: Balneolog. Zeitung, Nr. XVI, 1905. Berlin 1905.
— Beiträge zur Kenntnis von der Bildung der natürlichen Mineralquellen: I. Übersicht über das Gesamtgebiet. — II. Entstehung der natürlichen Kohlensäure. — III. Die Bildung der Mineralquellen des unteren Nahetales. S.-A. aus: Balneolog. Zeitung, Nr. XIX u. XX, 1908. Stuttgart 1908.
— Die Herkunft der natürlichen Kohlensäure. S.-A. aus: Zeitschr. f. d. gesamte Kohlensäure-Industrie, Nr. 18, 19, 20 u. 21, 1906. Berlin 1907.

Delkeskamp, R.: Die Entstehung der Mineralquellen. S.-A. aus: Zeitschr. f. d. gesamte Kohlensäure-Industrie XIV, Nr. 14 u. 15, 1908. Berlin 1908.

— Die Ursache des Aufsteigens der Mineralquellen, vor allem der kohlensäureführenden Quellen. S.-A. aus: Zeitschr. f. d. gesamte Kohlensäure-Industrie XV, Nr. 7—12, 1909. Berlin 1909.

— Die Entstehung der sulfatfreien Mineralquellen. S.-A. aus: „Kali" II, 1908, H. 16 u. 17. Halle 1908.

— Die Herkunft des Salzgehaltes der natürlichen Mineralquellen. S.-A. aus: „Kali" II, 1908, H. 24. Halle 1908.

— Über die Herkunft des Salzgehaltes der Kochsalzquellen und die Beziehungen desselben zu den Salzlagerstätten. S.-A. aus: „Kali" III, 1909, H. 2 u. 3. Halle 1909.

— Die Sudsaline zu Volterra (Toscana). S.-A. aus: „Kali" III, 1909, H. 13. Halle 1909.

— Das Braunkohlenvorkommen am Südabhang des Taunus und im unteren Maintale. S.-A. aus: „Braunkohle" VII, 1908. Halle 1908.

— Über einige Vorkommen von Barytsandstein, ihre Entstehung und Verwertung. S.-A. aus: „Der Steinbruch." Berlin.

— Die Quarzgänge des Odenwaldes. Vorkommen, Verwertung, Entstehung. S.-A. aus: „Der Steinbruch." Berlin.

— Über Kristalle von Kalkspat, Schwerspat und Gips mit großer Menge eingeschlossenen Quarzsandes. S.-A. aus: „Aus der Natur." Leipzig.

— Die Beziehungen der Mineralquellen zum Grundwasser. S.-A. aus: Zeitschr. f. d. ges. Wasserwirtschaft, H. 3, 1909.

— Die Emser Thermen und ihre Neufassung. Internationale Mineralquellen-Zeitung VIII, Nr. 159. Wien 1907.

— Mineralogisch-geologische Untersuchungsmethoden in ihrer Bedeutung für den Balneologen. Internationale Mineralquellen-Zeitung X, Nr. 206. Wien 1909.

— Die Genesis der Kohlensäure der Mineralquellen und Thermen. S.-A. aus: Internationale Mineralquellen-Zeitung, Jubiläumsnummer v. 15. 9. 1904. Wien 1904.

— Sulfatfreie Quellen. S.-A. aus: Internationale Mineralquellen-Zeitung, Jubiläums-Festausgabe v. 10. Juli 1909. Wien 1909.

— Die Kaiser-Friedrich-Quelle (Natron-Lithion-Quelle) zu Offenbach a. M. in geologischer und physikalisch-chemischer Beziehung. S.-A. aus: Internationale Mineralquellen-Zeitung, Nr. 162 u. 163. Wien 1907.

— Relazione sul Giacimento Minerale di Rame di Riparbella, Provincia di Pisa (Toscana). Firenze 1906.

— Gutachten über die Kupfererz-Vorkommen von Riparbella, Provinz Pisa (Toscana). Als Manuskript gedruckt. Florenz 1906.

Fischer, Jakob, und Tivador Ortvay (1856—1906): Emlékmü Kiadja a Pozsonyi Orvos-Természettudományi Egyesület Fennállásának Ötvenedik Evfordulója Alkalmaból. Pozsony 1907.

Gothan, W.: Untersuchungen über die Entstehung der Lias-Steinkohlenflöze bei Fünfkirchen (Pécs, Ungarn). S.-A. aus: Sitz.-Ber. d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wissensch. 1910, VIII. Berlin 1910.

Hauser, Otto, und L. Finckh: Über Plumboniolit. S.-A. aus: Berichte der Deutschen Chemischen Gesellschaft **42**, H. 10. Berlin 1909.

Kinkelin, Friedrich: Vorgeschichte von Untergrund und von der Lebewelt des Frankfurter Stadtgebietes. Frankfurt a. M. 1909.

Lane, H. H.: 1. Some Observations on the Habits and Placentation of Tatu Novemcincinctum. — 2. A Suggested Classification of Edentates. The State University of Oklahoma, Research Bulletin, Nos. 1 and 2. Norman 1909.

Leppla, A.: Geologie und Oberflächengestaltung des Hunsrücks und Hochwaldes. S.-A. aus: Hochwald- u. Hunsrückführer. Kreuznach 1910.

Louderback, George: General Geological Features of the Truckee Region East of the Sierra Nevada. S.-A. aus: Bulletin of the Geological Society of America, vol. 18, 1906. Berkeley 1906.

v. Łozinski, W.: Versuch einer Charakteristik der Canyontäler. S.-A. aus: Jahrb. d. K. K. Geolog. Reichsanstalt zu Wien, Bd. **59**, H. 3 u. 4. Wien 1909.

— Das Sandomierz-Opatower Lößplateau. S.-A. aus: Globus **96**, Nr. 11. Braunschweig 1909.

Martin, J.: Zur Klärung der Senkungsfrage. Entgegnung und Schlußwort. S.-A. aus: Jahrbuch für Altertumskunde XVIII. Oldenburg 1910.

Martin, K.: Die Fossilien von Java. Auf Grund einer Sammlung von Dr. R. D. M. Verbeek und von Anderen bearbeitet. Sammlungen des geol. Reichsmuseums in Leiden. N. F. Bd. I, 2. Abt., H. 1. Leiden 1909.

Reichardt, A.: Die Entwicklungsgeschichte der Gera und ihrer Nebengewässer. S.-A. aus: Zeitschr. d. Naturwissensch. **81**, H. 5/6. Halle 1910.

Schmierer, Th.: Zur Tektonik des oberen Allertals und der benachbarten Höhenzüge. S.-A. aus: Monatsber. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. **61**, H. 12. Berlin 1909.

Siegert, Naumann, Picard: Über das Alter des Thüringischen Lösses. (Eine Antwort an Herrn Wüst.) S.-A. aus: Zentralbl. Min., **1910**, Nr. 4. Stuttgart 1910.

Stübel, A.: Der Vesuv. Eine vulkanische Studie für Jedermann. Herausgegeben von W. Bergt. S.-A. aus: Veröffentlichungen des städt. Museums für Länderkunde zu Leipzig 1909.

Stutzer, O.: Über Graphitlagerstätten. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie XVIII, H. 1. Berlin 1910.



Erklärung der nebenstehenden Texttafel zu S. 250.

Fig. 1 (etwa 25fache Vergrößerung). Ooide aus der Basaltwacke vom Sodenberg (Rhön). — Die Ooide sind in einer aus Aragonit und Calcit bestehenden Grundmasse eingeschlossen. Der stärker lichtbrechende Aragonit hebt sich von dem schwächer lichtbrechenden Calcit scharf ab.

Fig. 2 (etwa 30fache Vergrößerung). Oolithisch-glaukonitischer Kalk aus dem unteren Hauptmuschelkalk von Kronach.
a) Partiell mit Kieselsäure infiltrierte Ooide.
b) Total infiltrierte Ooide.
c) Nichtinfiltrierte Ooide.

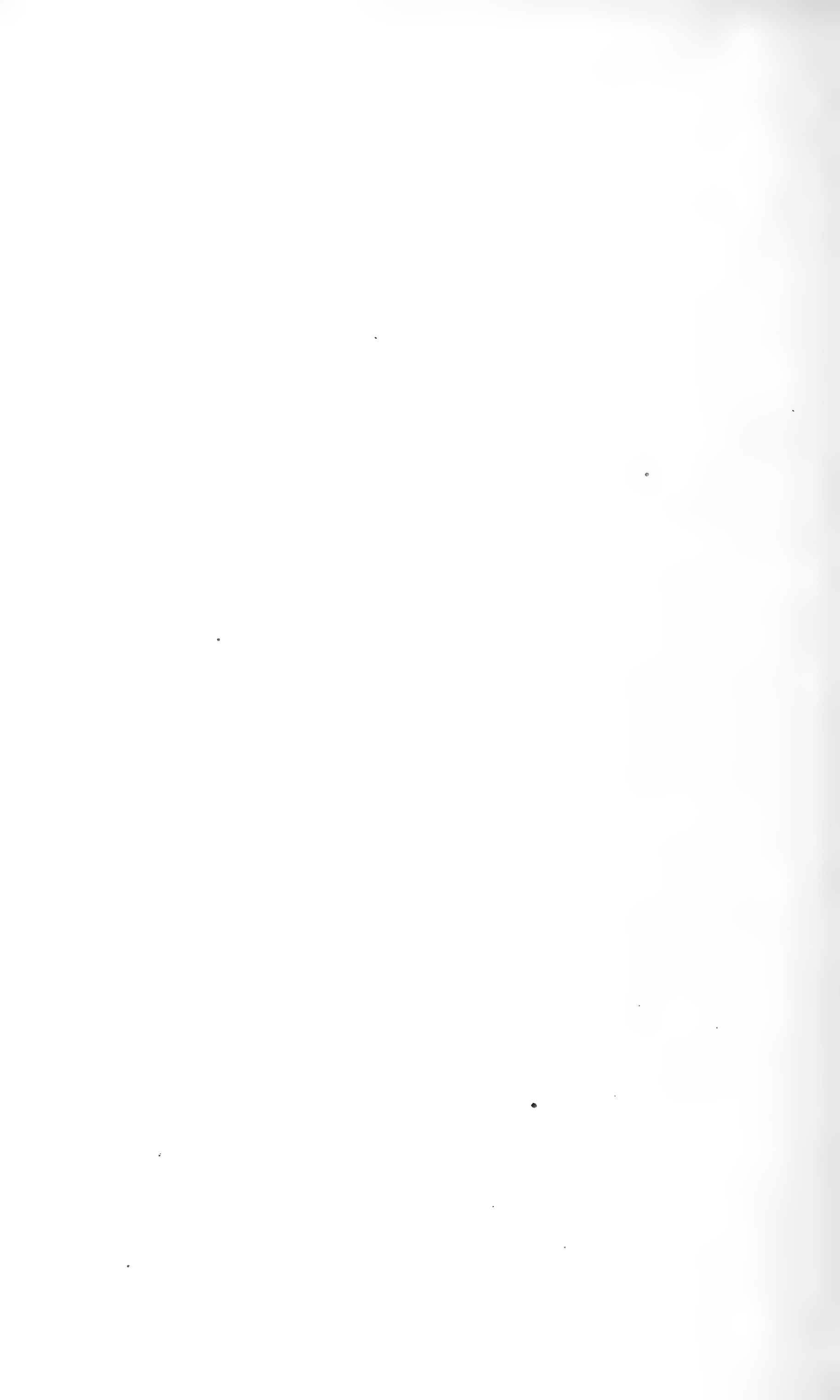
Die mikrophotographischen Aufnahmen wurden im Zoologischen Institut der Universität Würzburg gemacht.

Ich erlaube mir, an dieser Stelle Herrn Privatdozenten Dr. Boris Zarnik für seine entgegenkommende Unterstützung bei der Aufnahme der Bilder meinen herzlichsten Dank auszusprechen.

1

2

Lichtdruck von A. Frisch, Berlin W 35



Monatsberichte

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Nr. 4. **1910.**

Protokolle der Sitzungen der aufserordentlichen Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft am 22. März 1910 in der Aula der Kgl. Bergakademie zu Berlin.

I. Protokoll der geschäftlichen Sitzung am 22. März 1910 vormittags.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Beginn der Sitzung um $10^1/_4$ Uhr vormittags.

Der Vorsitzende begrüßt nach Eröffnung der Sitzung die Teilnehmer und dankt den Herren Geh. Bergrat BORNHARD und Geh. Bergrat Prof. Dr. BEYSCHLAG für das Entgegenkommen, das sie der Gesellschaft durch die Überlassung der Räume für die außerordentliche Versammlung bewiesen haben.

Der Vorsitzende bespricht sodann die Entwickelung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in den letzten Jahren und weist auf Bestrebungen hin, die der Vorstand schon lange geplant hat, zu deren Verwirklichung aber jetzt durch die Gründung der „Geologischen Vereinigung" Stellung genommen werden muß. Über die Vorschläge des Vorstandes und Beirates wird sodann vom Vorsitzenden die Generaldiskussion eröffnet.

Herr GRÄSSNER beantragt: die Generaldiskussion ganz allgemein zu fassen und zunächst zu prüfen, ob Mängel in der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Erscheinung getreten sind, und ob eine Modernisierung der Gesellschaft erforderlich oder wünschenswert ist. Ein dahingehender Antrag wird von den Herren JAEKEL und BEYSCHLAG unterstützt; es erhebt sich kein Widerspruch.

Die Diskussion eröffnet Herr JAEKEL. Er hält es für eine Pflicht der Gesellschaft, einerseits zu wichtigen Naturereignissen autoritativ in der Öffentlichkeit Stellung zu nehmen, andererseits durch referierende Besprechung wichtiger Themata in den Versammlungen die bisherige Tätigkeit der Gesellschaft zu erweitern.

Herr GRÄSSNER hält eine Ausgestaltung der Gesellschaft in populärer Richtung für wünschenswert und schlägt vor, die Gesellschaft dadurch zu modernisieren, daß nicht nur Fachgeologen, sondern auch andere Mitglieder in den Vorstand gewählt werden. Er bittet, für eine sorgfältigere Auswahl der Vorträge in den Sitzungen Sorge zu tragen, Führungen durch die Museen zu veranstalten und ähnlichen popularisierenden Aufgaben näherzutreten.

Herr BEYSCHLAG widerspricht dem Vorredner und spricht die Auffassung aus, daß die Gesellschaft ihre gesunde Weiterentwickelung nicht in einer zu großen Popularisierung suchen darf. Er tritt dagegen für die Schaffung von zusammenfassenden Literaturberichten ein.

Herr UHLIG teilt seine günstigen Erfahrungen mit, die er in Wien mit den von den Vorrednern vorgeschlagenen Modernisierungen gemacht hat.

Herr WAHNSCHAFFE weist auf die große Gefahr hin, welche der Gesellschaft durch zu große Popularisierung erwachsen würde. Die Deutsche Geologische Gesellschaft ist eine wissenschaftliche Gesellschaft und hat in erster Linie den Zweck, die Wissenschaft zu fördern. Sie muß daher eine weitgehende Popularisierung anderen Vereinen überlassen.

Zur Diskussion sprechen weiter die Herren JAEKEL (über Einschiebung einer zweiten Monatssitzung, Fachsitzungen zur Entlastung der allgemeinen Sitzungen in den Wintermonaten und Veranstaltung von populären Vorträgen in den allgemeinen Sitzungen), WAHNSCHAFFE (widerspricht entschieden allen weitgehenden Popularisierungsbestrebungen), KRUSCH (tritt für Literaturberichte und Vermehrung der Exkursionen ein), STEINMANN (empfiehlt die Annahme des vom Vorstande gemachten Vorschlages bezüglich einer Zusammenarbeit mit der Geologischen Vereinigung), GRÄSSNER (tritt nochmals für die Modernisierung ein, da die Gesellschaft durch Neugründungen auf die Dauer Schaden erleide), DREVERMANN (über die Ziele der Geologischen Vereinigung im Gegensatze zu den geologischen Lokalvereinen), SCHMIDT-Basel (empfiehlt die Herausgabe von Literaturberichten über die Geologie von Deutschland entsprechend den schweizerischen) und SCHEIBE (beantragt Schluß der Debatte).

Herr BEYSCHLAG beantragt, über die Frage abzustimmen:

„*Ist eine Umbildung oder Ergänzung der Tätigkeit der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Sonderheit hinsichtlich ihrer Veröffentlichungen wünschenswert?*"

Die Versammlung erklärt sich einstimmig für eine Umbildung.

Darauf bringt der Vorsitzende den Antrag I des Vorstandes und Beirates zur Abstimmung. Dieser Antrag lautet:

„*a) Die Deutsche Geologische Gesellschaft gibt für sich allein oder in Verbindung mit Andern von jetzt ab regelmäßig erscheinende Literaturberichte heraus, und zwar hauptsächlich in Form zusammenfassender, in sich geschlossener Aufsätze, die über wichtige neue Ergebnisse geologischer Forschung unterrichten sollen.*

b) Die Gesellschaft liefert ihren Mitgliedern die Berichte zu einem möglichst niedrigen (Vorzugs-) Preise.

c) Der Vorstand wird mit der Ausführung der Beschlüsse a und b beauftragt."

Der Antrag wird ohne Debatte angenommen.

Der Vorsitzende tritt darauf für ein Zusammengehen mit der Geologischen Vereinigung zur Herausgabe von Literaturberichten ein und verliest den von den beiderseitigen Vorständen getroffenen Vereinbarungsentwurf. In der Diskussion hierüber sprechen die Herren JOH. BÖHM, BEYSCHLAG, STEINMANN, KRUSCH und BRUHNS. Die Herren BEYSCHLAG und STEINMANN treten dafür ein, daß die gemeinsame Arbeit der beiden Gesellschaften zunächst nur für eine kürzere Reihe von Jahren getroffen wird. Herr STEINMANN schlägt vor, eine Abmachung vorläufig auf drei Jahre zu treffen, und hält eine dauernde Festlegung der Geologischen Vereinigung, nach der ihr nicht gestattet ist, ähnliche Vereinbarungen auch mit anderen Gesellschaften zu treffen, für untunlich.

Herr BEYSCHLAG beantragt darauf, in die Vereinbarung mit der Geologischen Vereinigung folgenden Passus aufzunehmen:

„Die Geologische Vereinigung verpflichtet sich, während der ersten drei Jahre der Vertragschließung ohne Zustimmung der Deutschen

Geologischen Gesellschaft keinerlei weitere ähnliche oder gleiche Abmachungen mit anderen Vereinigungen oder Personen zu treffen."

Der Antrag wird angenommen.

Auf Vorschlag des Herrn GRÄSSNER wird die Wahl des Titels für die zusammenfassenden Literaturberichte dem Vorstande beider Vereine überlassen.

Der Vorsitzende stellt hierauf den zweiten Antrag des Vorstandes in der Form, wie er durch die Beschlüsse des Vorstandes und der Beiratssitzung vom 21. März d. J. abgeändert wurde, zur Diskussion. Der Antrag lautet:

„Die Gesellschaft wolle beschließen, daß in den wissenschaftlichen Sitzungen, die nach Bedürfnis zu vermehren sind, zusammenfassende Vorträge über wichtige Vorgänge und Veröffentlichungen gehalten, und daß diese Vorträge sowie entsprechende Aufsätze auf Grund von § 18 der Satzungen in Schriften der Gesellschaft veröffentlicht werden können."

In der Diskussion spricht Herr SCHEIBE den Wunsch aus, daß die Bedeutung der Worte „wichtige Vorgänge und Veröffentlichungen" nicht zu eng gefaßt werde.

An der Diskussion beteiligen sich ferner die Herren JAEKEL, BRUHNS, DREVERMANN, SCHEIBE, GRÄSSNER und der Vorsitzende.

Der Antrag wird angenommen.

Darauf übermittelt der Vorsitzende eine Einladung von Herrn TORNQUIST (z. Z. in Torbole) zur Teilnahme an der Geologischen Sektion der Versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte, die im September in Königsberg stattfinden wird.

Für die wissenschaftliche Sitzung am Nachmittage wird auf Vorschlag des Vorsitzenden Herr UHLIG zum Präsidenten gewählt. Zu Schriftführern der wissenschaftlichen Sitzung werden die Herren AHLBURG, RIMANN und SCHOLZ ernannt. Die Gewählten nehmen die Wahl an.

Darauf wurde um 1 Uhr die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BLANCKENHORN. STREMME. RAUFF. BÄRTLING.

II. Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung am 22. März.

Vorsitzender: Herr UHLIG.

Beginn der Sitzung 5 Uhr 20 Min.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und macht die Mitteilung, daß die Gesellschaft seit der letzten Hauptversammlung in Hamburg drei Mitglieder durch den Tod verloren hat. Es sind verstorben:

Oberlandgerichtsdirektor a. D. BODE in Braunschweig,
Professor Dr. KONSTANTIN COUNCLER in Hannöv.-Münden und
Prof. Dr. LEONHARD ZECH in Halberstadt.

Die Anwesenden erheben sich zu Ehren der Verstorbenen von den Sitzen.

Sodann macht der Vorsitzende Mitteilung, daß der Gesellschaft folgende Herren als Mitglieder beizutreten wünschen:

Herr cand. geol. FRANZ KLINGHARDT, Frankfurt a. M., Finkenhof-Str. 44, vorgeschlagen von den Herren P. GROSCH, W. SORGEL, E. WEPFER.

Herr stud. geol. HERBERT SIMONS, Düsseldorf, König-Str. 6, vorgeschlagen von den Herren P. GROSCH, W. SORGEL, S. VON BUBNOFF.

Herr Dr. R. VAN DER LEEDEN, Assistent am Mineralogisch-Petrographischen Institut, Berlin N 4, Invalidenstr. 43, vorgeschlagen von den Herren BRANCA, BELOWSKY, STREMME.

Herr Privatdozent Dr. HAUSER, Technische Hochschule in Charlottenburg, vorgeschlagen von den Herren ZIMMERMANN, SIEGERT, FINCKH.

Das *Geologische Institut der Universität Breslau*, vorgeschlagen von den Herren FRECH, WYSOGORSKI und RAUFF.

Herr Dr. HERMANN FISCHER, Würzburg, Sieboldstr. 13, vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, RAUFF, EBERDT.

Herr cand. geol. WALTER BUCHER, Heidelberg, Geol. Institut der Universität,

Herr cand. geol. RUDOLF EWALD, ebenda,

Herr cand. geol. FRITZ HEIM, ebenda,

Lehramtspraktikant FRIEDRICH RÖHRER, Schwetzingen, Bismarck-Str. 11,

Herr ADOLF WURM, Assistent am Geologischen Institut der Universität Heidelberg,

Herr cand. geol. JOAN DINU, Heidelberg, Geologisches Institut der Universität, sämtlich vorgeschlagen von den Herren SALOMON, BOTZONG und SPITZ.

Darauf erteilt der Vorsitzende Herrn STEINMANN das Wort zu seinem Vortrage: „Über Regionalmetamorphose“.

In der Diskussion spricht Herr HENKE, Herr C. SCHMIDT-Basel und der Vortragende.

Herr O. JAEKEL sprach sodann über **die Fußstellung und Lebensweise der großen Dinosaurier.** (Mit 3 Figuren im Text.)

Der Abguß des riesigen *Diplodocus*, den W. J. HOLLAND im Auftrage CARNEGIES europäischen Museen als fürstliches Geschenk überbrachte, hat die Frage, wie jene größten aller Landtiere, die ausgestorbenen Dinosaurier, der Trias-, Jura- und Kreideperiode lebten und aussahen, aufs neue ins Rollen gebracht. Zu den Stimmen der Amerikaner, die seinen Rumpf hoch auf senkrechten Beinen aufgerichtet hatten, gesellte sich O. ABEL, der auch anatomisch näher begründen zu können glaubte, daß *Diplodocus* ein Zehengänger gewesen sein müsse, d. h. beim Gange gewöhnlich nur mit den Spitzen seiner Zehen den Boden berührt habe, in ähnlicher Weise wie dies etwa bei dem Elefanten der Fall ist.

Der Berliner Abguß veranlaßte den Kustos am dortigen Zoologischen Museum, Prof. GUSTAV TORNIER, seine Erfahrung über Fuß- und Gelenkbildung auch auf den grandiosen Vertreter fossiler Landwirbeltiere zu übertragen und das Ergebnis dieser Studien in einem Aufsatz zu veröffentlichen. Der Verfasser kam darin zu dem Ergebnis, daß die bisherige Aufstellung des *Diplodocus* insofern falsch sein müsse, als seine Beine — nur um eine Normalstellung kann es sich bei einer solchen Rekonstruktion handeln — gestreckt aufgerichtet wurden, seine Füße digitigrad oder sogar unguligrad und im ganzen Habitus elefantenartig erschienen. Demgegenüber lehrte TORNIER, daß das Beinskelett durchaus reptilartig, die Form und Stellung der Beine etwa eidechsenartig war. Diese Berichtigung hatte nun ihre Konsequenzen für die Gesamtform des *Diplodocus*, der danach im Rumpf niedergedrückt, eben eidechsenartig war und seinen übermäßig langen Hals in **S**-förmiger Krümmung erhoben trug. Auch in der Beurteilung

der Gebißform und der Ernährungsweise konnte TORNIER die bisherige Auffassung nicht bestätigen, die in diesen Formen Pflanzenfresser erblickte. Er zeigte erstens, was uns schon immer bedenklich erschien, daß ein Tier von diesen Dimensionen seinen Riesenkörper schwerlich durch den winzigen Kopf mit Pflanzenstoffen ernähren konnte, und machte das eigenartige Gebiß als rechenförmigen Fangapparat für kleine Wassertiere verständlich. Eine klare, wenn auch nicht gerade gefällige neue Rekonstruktion des Skelettes brachte diese Auffassungen zum deutlichen Ausdruck.

Diese Berichtigung erregte zunächst da, wo die riesigen Abgüsse eben montiert waren und stolze Bewunderung erregt hatten, großes Unbehagen und zeitigte in Paris Kritiken, die an unfreiwilliger Komik allerdings Erstaunliches leisteten. In der Hitze des Gefechtes hatte man hier z. B. für „Hals“ „Schwanz“ gelesen und machte sich darüber lustig, daß der *Diplodocus* seinen Schwanz in S-Form erhoben getragen haben sollte. Wenn die Bemerkungen, die ein dortiger Paläontologe zu dieser Sache veröffentlichen ließ, nicht in einer Zeitung, sondern in einem wissenschaftlichen Organ erschienen wären, würden sie nach vielen Richtungen zu einer scharfen Gegenkritik berechtigten Anlaß geboten haben.

Ich war zunächst auf etwas sonderbare Art mit diesen Fragen in engere Fühlung gekommen, indem ich meinem Freunde W. J. HOLLAND zum Andenken an seinen Berliner Aufenthalt ein Scherzbild einer Gruppe von *Diplodocus* malen wollte. Bei der Rekonstruktion der Tiere in verschiedenen bewegten Stellungen erkannte ich die Unmöglichkeit, daß seine Beine wie die der Elefanten gestellt sein konnten, und nahm entsprechende Änderungen meines Bildes vor, die dem Tiere seinen Reptilhabitus zurückgeben sollten, den es in der bisherigen Rekonstruktion nahezu gänzlich verloren hatte.

Der neue Fund eines ausgezeichnet erhaltenen Dinosauriers, den ich in der obersten Trias von Halberstadt im letzten Herbst machte, gibt mir nun die Möglichkeit, die jetzt so lebhaft diskutierte Frage über die Fußform und Beinstellung der Dinosaurier aus dem Fußskelett des neuen Dinosauriers zu beurteilen. Die ganze hintere Hälfte des letzteren habe ich selbst mit allen Skeletteilen aus ihrer natürlichen Lage im Gestein herauspräpariert. Das ganze Skelett des rechten Hinterfußes ist vollständig erhalten und bildet damit den wichtigsten Fund dieser Art von älteren Dinosauriern. Seine Bedeutung erhöht sich aber insofern noch sehr wesentlich, als seine Fußform bis in auffallende Einzelheiten der Tarsalia mit denen der jüngeren

Riesenformen übereinstimmt und daher auch geeignet ist, deren Kenntnis in wichtigen Punkten zu ergänzen. Eine solche kritische Ergänzung ist auch, wie wir sehen werden, gegenüber der Besprechung von G. TORNIER notwendig, da in dieser wichtige Verhältnisse des Tarsus verkannt wurden.

TORNIER hat in einer soeben erschienenen Schrift über die Fußform von *Diplodocus*[1]) noch einmal als Ergänzung seiner ersten diesbezüglichen Schrift die Gründe eingehend erörtert, weshalb *Diplodocus* keinen unguligraden Gang gehabt haben konnte. Zunächst widerlegt er die Gründe, die OTH. ABEL für eine digitigrade, elefantenartige Fußstellung der Sauropoden betont hatte, und erläutert dann an schematischen Figuren den prinzipiellen Unterschied in der Fußgelenkbildung der Reptilien und Säugetiere: daß bei ersteren das Hauptgelenk zwischen den proximalen und distalen Tarsalien, bei den Säugetieren aber zwischen der Tibia und dem Astragalus (Talus) liegt, und daß *Diplodocus* sich auch in dieser wichtigen Hinsicht durchaus dem Typus der Reptilien unterordne. Seine ganze Fußhaltung könne nur plantigrad gewesen sein, und seine Füße müssen mit ihren großen Krallen typische Scharrfüsse gewesen sein.

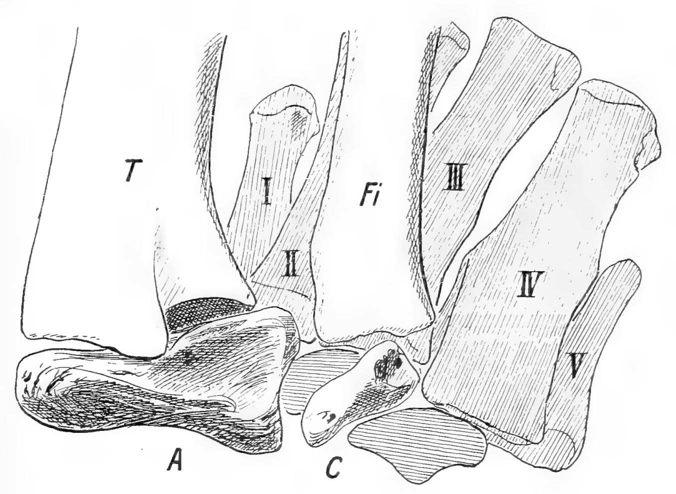
Bezüglich der Hinterbeine kann ich TORNIER nur zustimmen und seine von *Diplodocus* hergeleiteten Gründe auch aus der Organisation des mir jetzt vorliegenden vollständigen Dinosaurierfußes bestätigen. Nun glaubte aber TORNIER sich weiter zu der Behauptung berechtigt, daß an dem *Diplodocus*-Fuß der Astragalus des rechten und linken Fußes vertauscht sei, daß mit ihm der Calcaneus verschmolzen war, und beide eine ganz andere Stellung im Fußskelett eingenommen hätten, als es die bisherige Rekonstruktion der amerikanischen Paläontologen zeigte. Das ist nicht richtig, wie sich aus dem neuen Dinosaurierfuß von Halberstadt ganz einwandfrei ergibt.

Das gesamte Fußskelett dieser Form lag fast ungestört in weichem Ton eingebettet. Ich habe es in seiner natürlichen Lage im Gestein mehrfach photographieren lassen und selbst genau gezeichnet, so daß über das Lageverhältnis der Teile, auch der Fußwurzelknochen, keinerlei Zweifel Raum finden kann. Die ursprüngliche Lage der proximalen Tarsalia im Verhältnis zur Tibia und Fibula ist aus beistehender Skizze klar zu ersehen.

---

[1]) GUSTAV TORNIER: War der *Diplodocus* elefantenfüßig? Sitz.-Ber. d. Gesellsch. Naturf. Freunde zu Berlin 1909, S. 536.

Es sind hier zwei proximale Tarsalia vorhanden, ein größeres unter der Tibia, das man als Astragalus (A) (Talus) bezeichnen muß und wohl unbedenklich mit dem Intermedium niederer Tetrapoden identifizieren kann, sowie ein kleineres unter der Fibula (C), das dem Fibulare anderer Reptilien entspricht, und das man mit dem Calcaneus der Mammalia gleichsetzen kann. Unter dieser proximalen Reihe waren zwei Tarsalia der distalen Reihe von dem dritten und vierten Metatarsale erhalten. Auf diese distalen Stücke brauche ich hier nicht näher einzugehen, da es zunächst nur auf einen klärenden



T = Tibia, *F* = Fibula, *A* = Astragalus (= Intermedium), *C* = Fibulare (= Calcaneus), darunter zwei distalen Tarsalia und *I—V* die 5 Metatarsalia.

Fig. 1.
Die Fersenregion des rechten Hinterfußes des Halberstädter Plateosauriden von hinten gesehen.

Vergleich mit *Diplodocus* ankommt, wo bisher nur ein einziges proximales Stück bekannt geworden ist. Dieses große Stück stimmt nun ganz überraschend genau überein mit dem Astragalus unserer Form, so daß über die volle Identität beider kein Zweifel obwalten kann. Ja, es geht aus der großen Übereinstimmung dieser sonst sehr wechselnden Gebilde hervor, daß die Bewegungsart von *Diplodocus* nicht wesentlich anders gewesen sein kann als bei der wesentlich älteren Halberstädter Form, die der Gattung *Plateosaurus* zugehören dürfte.

Da nun bei unserer Form außer dem Astragalus noch ein besonderer Calcaneus unter der Fibula vorhanden war, so ist es ganz ausgeschlossen, daß der dem unseren gleichgeformte Astragalus von *Diplodocus* gleichzeitig noch den Calcaneus enthalten habe, wie TORNIER annahm. Ganz unstatthaft ist auch die mit so großer Sicherheit vorgetragene Behauptung TORNIERS, daß der Astragalus des *Diplodocus* umgekehrt gestellt werden müsse, als ihn das Skelett bzw. der Abguß jetzt zeigt. Er steht an diesem

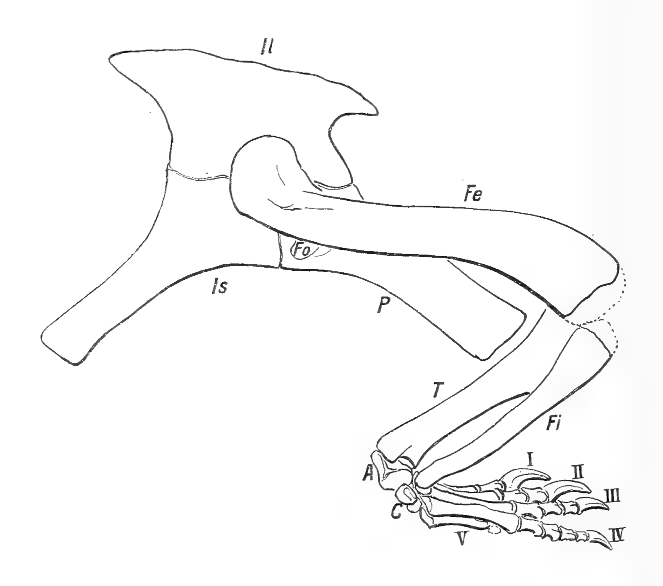


Fig. 2.
Rechtes Becken und Hinterfuß von *Plateosaurus* aus dem oberen Keuper von Halberstadt, in normaler Schrittstellung restauriert.

ganz richtig, wahrscheinlich auch hier so, wie ihn HOLLAND ausgegraben hat. Auffällig ist nur, daß der Calcaneus und die distalen Tarsalia bei dieser Riesenform nicht gefunden sind, also vielleicht knorplig persistierten. Man möchte meinen, daß sie gerade unter einer solchen Riesenlast verknöchern mußten. Daß sie ganz fehlten, ist auch deshalb unwahrscheinlich, weil die Astragali dieser und unserer Form nicht so gleich hätten bleiben können, wenn sich in der sonstigen Fußwurzel wesentliche Änderungen vollzogen hätten. Unsere Fußform wird daher auch in dieser Beziehung für *Diplodocus*

vorbildlich sein können, und ich glaube daher, auch eine Seitenansicht unserer Fußform als Prototyp geben zu dürfen, bei der die Knochen des Fußes in der durch seine Erhaltung als möglich bewiesenen Knickstellung dargestellt sind. Daß eine digitigrade Benutzung überhaupt möglich war, erscheint durchaus unwahrscheinlich, da die Zehen eine sehr große Beweglichkeit besaßen und die vier vorhandenen Krallen sehr gekrümmt waren, wie auch aus Fig. 3 hervorgeht.

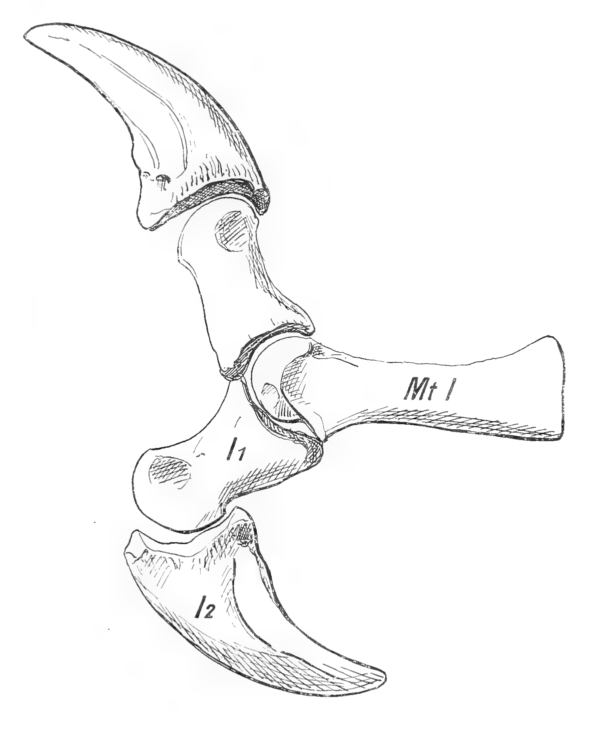


Fig. 3.
Die Bewegungsgrenzen der ersten Zehe von *Plateosaurus*.

Auch die bei unserer Form noch sehr kräftigen Krallen der ersten 4 Zehen beweisen durch ihre Formverschiedenheit, daß die beiden ersten die Hauptarbeit leisteten, und ihre Form vornehmlich in einer scharrenden Tätigkeit ihre Erklärung findet. Schon hier prägt sich also aus, was TORNIER für *Diplodocus* äußerst wahrscheinlich machte, daß die Füße beim

Scharren den Sand nach außen warfen, und daß die spezifische Spezialisierung der vorderen Zehen die äußeren bei den jüngeren Sauropoden mehr und mehr entlastete, so daß sie kleiner wurden und ihre Krallen verloren.

Auch in der Beurteilung des Gebisses kann ich den Darlegungen TORNIERS nur zustimmen. Wenn unsere Keuperform den großen Sauropoden der Jura- und Kreideformation in ihrer Bewegungsart so nahe stand, dann ist auch der Typus seines Gebisses für die Beurteilung der Ernährung der jüngeren Nachkommen nicht belanglos. Nun zeigt unsere Form spatelförmige Zähne mit gezacktem Rand in ziemlich weiten Abständen. Diese Zähne stehen zwar den carnivoren Megalosauriden und Thecodontosauriern schon ziemlich fern, sind aber in ihrer Gebißform niemals für eine herbivore Lebensweise geeignet und brauchbar gewesen. Wir können in unserer Form eine Abschwächung des Raubtiercharakters erkennen, insofern die Rückbiegung der Kronen verschwindet. Das Gebiß war einer Beute aptiert, die sich nicht mehr mit Gewalt dem Biß entziehen konnte, sondern widerstandslos gefressen wurde. TORNIER wird wohl Recht haben, wenn er *Diplodocus* eine Ernährung durch kleine Wassertiere, etwa salamanderähnliche Formen, zuschreibt, die er sich aus Wasserbecken, den Böden seihend, herausfischte. Unsere Form würde als Vorstufe für einen solchen Ernährungstypus anzusehen sein. Ich hatte kürzlich in einer Schrift über das System der Reptilien[1]) die ältere Ansicht, daß jene Riesenformen Pflanzenfresser waren, noch übernommen und muß mich in diesem Punkte also nun modifizieren.

Das Ergebnis meiner Darlegungen wäre demnach:

1. Daß die sauropoden Dinosaurier sich auf ihren Beinen nach Art der Eidechsen bewegten, daß sie ihre Beine, besonders die Hinterfüße, auch zu scharrender Tätigkeit benützten.
2. Daß die Zehen eine große Beweglichkeit an den Metapodien verraten, keinesfalls aber mit digitigrader Stellung den Körper stützen und tragen konnten.
3. Daß als proximale Tarsalia selbständige Stücke, Astragalus und Calcaneus, persistierten, und daß ursprünglich eine distale Reihe kleinerer Tarsalia vorhanden war.

---

[1]) Zoolog. Anzeiger 1910, Bd. **35**, Nr. 11, S. 339.

Nachträgliche Bemerkung.

Inzwischen habe ich ein neues Dinosaurierskelett in Halberstadt ausgegraben, das dieselbe Knickstellung der Hinterbeine zeigt, wie ich sie in Fig. 2 dargestellt habe, während der Arm und die vollständig erhaltene Hand wohl in erster Linie zum Greifen und Scharren und zur Stützung des Vorderkörpers bei der fischenden Arbeit des Kopfes und Halses dienten.

Ferner ist das vorstehende Thema durch zwei weitere Arbeiten behandelt worden. HAY tritt wie TORNIER für die Eidechsenstellung ein, während O. ABEL[1]) seine Ansicht, daß die Beine von *Diplodocus* digitigrad gestellt waren, näher zu begründen sucht und mit HAY für eine vegetarische Ernährung eintritt. Ich muß gestehen, daß mich ABELs Anschauungen über die Körperform, Bewegung und Lebensweise des *Diplodocus* in keinem Punkte überzeugt haben. Der Hinterfuß von *Diplodocus* ist dem des Halberstädter Plateosauriden zu ähnlich, als daß er anders gestellt und gebraucht worden sein könnte. Der einzige Unterschied liegt in einer axialen Verkürzung der Fußfläche, die als Anpassung an eine scharrende Nebenfunktion genügend motiviert erscheint. Eine digitigrade Fußstellung scheint mir schon durch die starke Biegung der großen spitzen Krallen gänzlich ausgeschlossen zu sein. Die engen Beziehungen von *Diplodocus* zu dem triadischen *Plateosaurus* sind schon von Herrn v. HUENE[2]) eingehend begründet worden. Mir scheint, daß die Verlängerung der Arme bei den Sauropoden gegenüber ihren triadischen Vorfahren auch durch eine Anpassung an die „grundelnde" Ausbeutung starker Gewässer ihre Erklärung finden kann. Die Hand würde dabei von einer greifenden Funktion, wie sie bei den Thecopoden vorlag, zu einer mehr stützenden bei den Sauropoden übergegangen sein.

Einer solchen Lebensweise hat sich ja auch die Kopfform von *Diplodocus* insofern angepaßt, als die Nasenlöcher weit zurückgeschoben sind, was beim Eintauchen des Kopfes sicher vorteilhaft war.

Im Anschluß daran macht Herr RAUFF die Mitteilung, daß eine Führung durch das Museum für Naturkunde am Mittwoch vormittag stattfinden wird, wobei Herr TORNIER über: „Die Aufstellung des Diplodocus" sprechen wird.

---

[1]) O. ABEL: Die Rekonstruktion des *Diplodocus*. Abhandl. d. k. k. zool.-botan. Gesellschaft in Wien, Bd. V, Heft 3.

[2]) Frhr. v. HUENE: Die Dinosaurier der europäischen Triasformation. S. 325 ff. Jena, G. FISCHER, 1908.

Herr **P. RICHTER** sprach über **Nathorstiana** P. RICHTER **und Cylindrites spongioides** GOEPP.

Die beiden Pflanzengattungen, welche ich besprechen will, stammen aus dem Quedlinburger Neocom; ich habe sie in Teil II der Flora der unteren Kreide Quedlinburgs[1]) bereits beschrieben.

Die erste von ihnen, welche ich zu Ehren des berühmten Paläobotanikers NATHORST *Nathorstiana* genannt habe, dürfte eine Verwandte von *Pleuromeia Sternbergi* CORDA, also wohl eine Verwandte der Sigillarien, sein.

Der Stamm von *Pleuromeia*, einer Pflanze des oberen Buntsandsteins, verzweigt sich unten dichotom in zwei mal zwei schräg nach oben verlaufende Wurzelstumpfe, deren oberste Enden sich manchmal hornartig gekrümmt dem Stamme nähern. Sie sind dicht mit Narben bedeckt, die den Wurzelnarben der Stigmarien durchaus gleichen; auch die von ihnen ausgehenden einfachen Wurzeln gleichen durchaus den Appendices der Sigillarien.

Bei *Nathorstiana* ist von diesen freistehenden Hörnern wenig übriggeblieben; statt der stark hervortretenden 4 Wurzelstumpfe findet man nur ein knollenförmiges Rhizom von höchstens 5 cm Durchmesser mit sehr flachen, meridianartigen Wülsten und meridianartigen Vertiefungen; auch diese verschwinden bei kleinen Exemplaren oft ganz; ihre Zahl ist bei *Nathorstiana gracilis* (der kleineren Art) 2—4, bei *Nathorstiana arborea* 8—16. Die Knolle der ersteren besitzt anscheinend eine kurze Hauptwurzel, die sich bald in zahlreiche einfache Wurzeln auflöst; sie besitzt daher auch keine Wurzelnarben; *Nathorstiana arborea* dagegen zeigt sie stets. Sie stehen wie bei *Sigillaria* und *Pleuromeia* in schwach aufsteigenden Spiralen. Die von diesen Narben ausgehenden Wurzeln sind meist unverzweigt, zylindrisch oder flach gedrückt (?) und lassen sich in letzterem Falle von den immer nur schlecht erhaltenen Blättern nicht unterscheiden, verhalten sich also ganz wie die Appendices der Sigillarien.

Da sämtliche *Nathorstiana*-Reste von aufrecht stehenden, lebendig begrabenen Pflanzen stammen, so konnten ihre dicht gedrängt stehenden Blätter nur schlecht erhalten werden, und zwar leidlich immer nur die Abdrücke der Oberseite. Adern der Unterseite konnte ich an keinem der dem Stamme an-

[1]) P. RICHTER: Flora der unteren Kreide Quedlinburgs. Verlag von WILHELM ENGELMANN, Leipzig 1909.

sitzenden Blätter erkennen; dagegen zeigen einige am Boden liegende Blattrestchen, die wohl zu *Nathorstiana* gehören, deutlich parallele Nerven.

Die Blätter standen dicht gedrängt, scheinbar in Quirlen, an unverzweigten, bis zu 14 cm langen Stämmchen; da aber die Wurzelnarben der Knolle in schwach aufsteigenden Spiralen stehen, so wird dasselbe wohl auch von den Blättern gelten. Sie waren bei *Nathorstiana gracilis* anscheinend bis zum Grunde linear, bei *Nathorstiana arborea* aber am Grunde stark verbreitert (siehe Tafel VIII, Fig. 1 meiner Abhandlung). Auch an *Pleuromeia* wollen GERMAR und SPIEKER, wenn auch sehr selten, Blätter gefunden haben; Graf SOLMS aber bezweifelt das. Auch in seinen Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzenreste, Lieferung II, 38, weiß POTONIÉ von solchen nichts zu sagen, mir aber erscheint ihre Existenz wahrscheinlich, wenn wirklich *Pleuromeia* und *Nathorstiana* verwandte Pflanzen sind.

Außer diesen Resten finden sich auch solche, deren Stämme und Knollen ganz den oben besprochenen gleichen, die aber im übrigen statt der Blätter kurze breite Schuppen tragen; ich vermute aber, daß die letzteren als fertile Formen zu den ersteren, die wohl steril sein dürften, gehören. Allerdings ist es in diesem Falle, wie ich in meiner Abhandlung gezeigt habe, schwierig, die einen der *Nathorstiana gracilis* mit Hauptwurzel und bis zum Grunde linearen Blättern, die anderen der *Nathorstiana arborea* mit Wurzelnarben und am Grunde stark verbreiterten Blättern zuzuweisen. Die Schuppen lassen sich nur in seltenen Fällen von benachbarten sondern; sie sind breit elliptisch mit schwach angedeuteter Spitze. Ihre Form ist etwa die der geflügelten Früchte, welche Graf SOLMS in seiner Abhandlung über das Genus *Pleuromeia* in Tafel VIII, Fig. 12 abbildet; doch sitzt das Sporangium an der breiten Seite und diese am Stamme. Die zarten Linien des Samens oder Sporangiums konnte ich nur in einem Falle wahrnehmen. Die Schuppen selbst erscheinen wie aus 3—5 linearen Blättern verwachsen, das Sporangium zeigt in der Mitte eine von unten nach oben gehende schwache Vertiefung.

Die Knolle von *Nathorstiana* ist im allgemeinen dicker als der unverzweigte Stamm. Dieser nimmt meist von unten nach oben hin an Stärke ab, doch ist er bisweilen nach oben hin stark trichterförmig erweitert (s. a. a. O. Taf. IX, Fig. 2, 5, 7), in anderen Fällen ist er bauchig, etwa wie bei *Lepidodendron tylodendroides* (so in Tafel VIII, Fig. 6 und Tafel IX, Fig. 3).

Er besaß vermutlich ein zentrales Gefäßbündel; denn in wenigen Fällen sieht man in dem sonst weißen Sandstein, der das Stämmchen erfüllt, eine feine, aufsteigende, dunkle Linie aus dem Inneren nach einem Blattgrunde aufsteigen. Ausnahmsweise läßt sich der Stamm in der Knolle fast bis zu deren Grunde verfolgen (so in Tafel X, Fig. 3), so daß er wie von einer dicken Zwiebelschale gedeckt erscheint.

In seiner Abhandlung über das Genus *Pleuromeia* spricht Graf SOLMS über die rätselhafte Art, in der sich *Sigillaria* und *Pleuromeia* am Grunde vergrößern, denn man finde stets bestimmt geformte, ringsum mit Wurzeln besetzte Flächen; eine Abschuppung wie bei *Isoetes* sei daher nicht denkbar.

Hier nun findet in der Tat eine Abschuppung, also eine weitere Annäherung von *Sigillaria* über *Pleuromeia* in der Richtung *Isoetes* hin, statt. Zunächst habe ich mehrfach namentlich kleinere Knollen gefunden, deren unterer Teil (manchmal ein Drittel) bei geringem Anstoß zerfiel; merkwürdigerweise blieb dann aber eine unbeschädigte Knolle übrig. Ferner fielen bei großen Knollen mit Wurzelnarben zu unterst etwa 2 mm dicke Flächenstücke ab; der Knollenrest aber zeigte dann unten eine braune unbeschädigte Fläche mit meridianartigen Vertiefungen, aber ohne Wurzelnarben (den oberen Teil aber ungeändert). Diese Abblätterung erfolgte dann später wohl auch oben, denn andere Zwiebeln zeigen unten sehr deutliche; oben nur dürftige Narben. Vielleicht läßt sich Ähnliches auch bei *Sigillaria* und *Pleuromeia* nachweisen.

Dieser Umstand ermöglicht vielleicht auch noch die Vereinigung der beiden *Nathorstiana*-Arten zu einer; denn vielleicht ist die Hauptwurzel von *Nathorstiana gracilis* nur der untere absterbende Teil der Knolle, von dem nur die Gefäßbündel als oberste Wurzelteile erhalten blieben?

Ferner zeigte ein großer Knollenrest, der inwendig ganz mit weißem Sandstein erfüllt erschien, im Bruche eine feine dunkele Linie, die ich für die Spur eines Gefäßbündels hielt. Als ich es aber freilegen wollte, zeigte es sich, daß diese Linie der Querschnitt einer fast horizontalen, bräunlichen Fläche war, welche mehr als die Hälfte der Knolle von der unteren schied, also wohl die Trennung beider Knollenteile einleitete. Über dieser Trennungsfläche steigen im oberen Drittel röhrenförmige Gänge unten von der Mitte zum obersten Rand der Zwiebel auf. Auch an anderen Zwiebeln fand ich Leitbündel, die von der Achse nach oben oder unten hin verliefen. Sie entsprechen wohl den umfangreichen Hohlräumen,

die Graf SOLMS in der Knolle von *Pleuromeia* fand, von denen aus zahlreiche Leitbündel nach den Narben der Knolle verlaufen. Auch in den großen Knollen von *Nathorstiana* finden sich größere Hohlräume; vielleicht sind einige schlecht erhaltene ebenso zu deuten wie die erwähnten von *Pleuromeia*, doch konnte ich an diesen abgehende Leitbündel bisher nicht sicher auffinden. Die gut erhaltenen sind aber nicht unregelmäßig wie bei *Pleuromeia*, sondern ellipsoidisch, und ihre Wandung ist zum großen Teil glatt; sie sind zu mehreren fast im Kreise um die Achse geordnet. Einer dieser Hohlräume zeigt am oberen Ende zahlreiche zarte Linien, die bei genauer Untersuchung nicht Leitbündel nach den Wurzelnarben hin, sondern die Querschnitte zarter Blättchen sind. Hiernach dürfte diese Höhlung wohl eine Brutknospe eingeschlossen haben.

Trotz mancher nicht unerheblichen Verschiedenheiten scheint mir die Gattung *Nathorstiana* mit *Pleuromeia* verwandt zu sein. Sie dürfte von *Pleuromeia* etwa ebenso weit abstehen wie diese von den typischen Sigillarien. Doppelt interessant aber ist sie dadurch, daß sie gegen *Pleuromeia* nicht nur eine erhebliche Annäherung an *Isoetes* (Abblättern) aufweist, sondern eine starke Annäherung an die Zwiebel unserer Monokotylen. Doch habe ich schon in meiner Abhandlung bemerkt, daß ich aus einer benachbarten, wohl(?) gleichaltrigen Schicht ein Fossil besitze, das äußerlich ganz die Form unserer jetzigen Zwiebeln besitzt, innerlich zeigt es eine kräftige innere Knolle, umgeben von einer oder mehreren zarten Zwiebelschalen. Hiernach kann *Nathorstiana* wohl nicht als Stammform aller Zwiebelgewächse angesehen werden. — Sie entstammt dem Horizont der echten Weichselien, in dem hier (abgesehen von der erwähnten Zwiebelknolle) weder monokotyle noch diskotyle Pflanzenreste bisher gefunden wurden. Von der Fauna ist leider nichts zu sagen.

Ich komme jetzt zur Beschreibung von *Cylindrites spongioides*, einem Fossil, das GÖPPERT 1834 in Form von gestielten Knollen erhielt und deshalb mit Cycadeenfrüchten verglich; später erhielt er es in Form von knollenförmig aufgetriebenen Stengeln und stellte es darauf in seiner „Fossilien-Flora der Quadersandsteinformation in Schlesien“ als *Cylindrites spongioides* zu den Fucoiden; die Erhabenheiten der Oberfläche des Fossils deutete er als Fruktifikationen, doch nahm er 1847 diese letztere Deutung zurück. Im Gegensatz zu ihm nahm GEINITZ das Fossil als *Spongia saxonica* für die Fauna in Anspruch, und OTTO, der es 1852 beschrieb, scheint sich auch

der letzteren Meinung anzuschließen. Seitdem sind alle drei entschlafen, ohne daß der langjährige Streit zugunsten des einen oder des anderen entschieden wurde.

Ich fand dies Fossil nicht selten im Neocom des Quedlinburger Hinterklei, beachtete es aber wegen seiner schlechten Erhaltung um so weniger, als ich nur Pflanzenreste suchte und es wie GEINITZ für eine Spongie hielt. Als ich dann aber später im Blankenburger Senon nach Crednerienblättern suchte, fand ich in einer schnecken- und muschelreichen Schicht den auf Tafel XI, Figur 2 meiner Abhandlung abgebildeten Rest. Er sieht Resten von *Lepidodendron tylodendroides* POTONIÉ aus dem Silur nicht unähnlich und zeigte meiner Meinung nach im frischen Bruche lange Nadeln, die mit der Zeit verschwanden, in der Photographie aber wieder matt hervortreten. Bei seinem Anblick erinnerte ich mich, daß ich früher aus dem Hinterklei einen kegelförmigen Astrest von 5 cm Länge erhalten hatte, der unten 3 cm, oben $1^1/_2$ cm Durchmesser hatte und dicht mit langen anliegenden Nadeln bedeckt war. Leider war er bei einem Umzuge verloren gegangen. Da mir gleichzeitig die Arbeiten von GÖPPERT über dies Fossil in die Hände kamen, so ist es erklärlich, daß ich alles daran setzte, diesen alten Streit zu entscheiden. Nie aber fand ich solch einen Rest wieder, ebenso jahrelang keine Knolle mit Nadeln oder auch nur eine solche, die statt des Sandes Holzreste zeigte, obgleich die ganze Schicht voll von *Cylindrites*-Resten war. Nach langem Suchen fand ich endlich einige durch Färbung des Sandes angedeutete Stengelreste mit schwachen Abdrücken von Nadelresten. Doch war die Zugehörigkeit von Zweig und Nadel sowie die von Stengel und Knolle, um so mehr die von Nadel und Knolle unsicher. Erst, als ein lehmhaltigerer Sandstein abgebaut wurde, erhielt ich wenige kleine Zweige mit langen Nadeln, auch holzhaltige Äste und endlich nach mehr als zehnjährigem Suchen ein paar Knollen mit deutlichen Holzresten. Schließlich auch Knollen mit lockerer Füllung und an diesen Reste langer Nadeln. Damit aber war der Streit zugunsten von GÖPPERT entschieden.

Nach meinen Untersuchungen finden sich *Cylindrites*-Reste nur mit Resten von Meerestieren vereint, hier z. B. mit *Crioceras capricornu*. Es waren also Pflanzen, die in der Nähe des Strandes und vermutlich wie *Isoetes* unter Wasser lebten. Ihre knollenförmigen Stengelreste erinnern an *Tylodendron*, mehr aber an *Lepidodendron Veltheimi* STERNBERG, und zwar in der Knorrien-Form die POTONIÉ als *Lepidodendron tylodendroides* beschrieben hat. (Man vergleiche die Abbildungen

in POTONIÉ: Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzenreste, Lief. III, Nr. 50, mit GÖPPERTs und meinen Tafeln.) Die spiralig angeordneten Erhabenheiten sind bei hiesigen Resten nur sehr dürftig erhalten, und zwar auch dann, wenn die Nadeln bis zur Knolle gehen. Ob die daselbst manchmal nicht seltenen kleinen Kohlenrestchen als Sporangienreste zu deuten sind, konnte ich nicht entscheiden. Wurzeln habe ich von den *Cylindrites*-Resten sowenig wie OTTO beobachtet, vermutlich aber gehören zu ihnen eigenartige kräftige Rhizome, an denen auch *Cylindrites*-Nadeln sitzen. Diese sind lange nadelartige Blätter mit meist stark umgebogenen Rändern und deshalb leicht zu erkennen. Der Stengel selbst ist in günstigen Fällen als Hohlzylinder mit einem ebensolchen inneren manchmal stark exzentrischen Zylinder erhalten und dieser anscheinend mit Längsstreifen ähnlich wie bei *Equisetum* versehen. Die Deutung der Knolle ist nichts weniger als einfach, bisweilen ist das ganze Innere bis auf eine starke mittlere Knospe (?) gleichförmig mit festem Holz erfüllt, in anderen Fällen ähnlich wie bei den gewöhnlichen Ästen aber mit Komplikationen. Früchte, die bestimmt dazu gehören, habe ich nie gefunden. Dagegen finden sich außerordenlich häufig Fruktifikationsorgane mitten unter *Cylindrites*-Nadeln, so in einem Falle 12 Stück auf einer Platte. Der Form nach sind sie länglich-ellipsoidisch bis turbanartig. In letzterem Falle erinnern sie sehr an *Callitris Makleyana*, im anderen auch an Reste, die HEER aus der fossilen Flora Grönlands als *Zamites globuliferus* beschreibt. Entfernter erinnern sie endlich an einen Pflanzenrest des Devons, den POTONIÉ (a. a. O. S. 23) als Bulbille von *Lepidodendron* zu deuten geneigt ist. Diese Reste kommen zwar in großer Zahl vor, leider aber in den bei weitem meisten Fällen ohne allen Zusammenhang mit anderen Pflanzenteilen. Liegen sie aber an solchen, so kann man das in der Regel auch als Zufall deuten, weil immer nur in wenigen Fällen die Art der scheinbaren Befestigung die gleiche ist. Ihre Zugehörigkeit zu *Cylindrites* scheint mir trotzdem sicher; dann aber ist nicht gut möglich, *Cylindrites* etwa zu *Callitris* oder zu anderen Coniferen zu stellen. Es kämen dann noch die Cycadeen in Betracht, die ja ähnliche Fruktifikationsorgane besitzen, deren Blätter aber gefiedert sind; ihre Fiederchen können allerdings (wie die rezenten von *Encephalartos cycadifolius* LEHM.) den *Cylindrites*-Nadeln sehr ähnlich sein.

Da mir außerdem mehrere, bisher unbekannte, merkwürdig geformte Pflanzenreste vorliegen, deren Zugehörigkeit zu *Cylindrites* nicht unmöglich ist, so ist es schwierig, *Cylindrites* den

richtigen Platz im Pflanzenreiche zuzuweisen; am leichtesten dürfte das nach den bisherigen Funden wohl bei *Lepidodendron Veltheimianum* var. *tylodendroides* möglich sein (Nadeln, Knorriazustand, Bulbillen, Markzylinder). Hier freilich liegt höchstens eine Möglichkeit vor, während der Nachweis der Verwandtschaft von *Nathorstiana* und *Pleuromeia* wohl nicht viel zu wünschen übrig läßt. Mit diesen Resultaten kann ich aber sehr zufrieden sein; denn zwei Paläontologen ersten Ranges haben sich jahrzehntelang vergeblich bemüht, sicher festzustellen, ob *Cylindrites* dem Tier- oder Pflanzenreiche angehört, während ich gefunden habe, daß es eine Pflanze mit langen nadelförmigen Blättern ist, deren Stämme und Stellung der Blattspuren bzw. Blattpolster an *Lepidodendron tylodendroides* POTONIÉ aus dem Silur erinnern, sich dichotom oder abwechselnd verzweigen; die Pflanze selbst lebte in der Nähe des Strandes, vermutlich im Meereswasser. Sie ist als Leitfossil in diesem Sinne für die ganze obere und untere Kreide von hohem Werte, da sie daselbst, in Deutschland wenigstens, an zahlreichen Stellen aufgefunden wurde, und zwar nur in diesen Schichten[1]).

Wichtiger freilich dürfte für den Botaniker in phyllogenetischer Beziehung die Entdeckung von *Nathorstiana* sein.

An der Diskussion beteiligen sich Herr POTONIÉ und der Vortragende.

Sodann folgen die beiden Vorträge des Herrn RIMANN[2]): „Der geologische Bau des Isergebirges und seines nördlichen Vorlandes“ und „Magmatische Ausscheidung von Zinkblende im Granit des Riesengebirges“.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren DATHE, MICHAEL und der Vortragende.

Herr **L. FINCKH** trägt dann vor über **eine vereinfachte graphische Darstellung der chemischen Gesteinszusammensetzung unter Benützung der Osannschen Analysenwerte.** (Mit 4 Textfiguren.)

Bei der Bearbeitung der Gesteine des Kiwuseegebietes wurde ich durch meinen Mitarbeiter, Herrn Dr. HAUSER, darauf hingewiesen, daß die OSANNsche Projektionsmethode für die

[1]) GEINITZ: Das Quadersteingebirge oder Kreidegebirge in Deutschland. 1850, S. 264.

[2]) Eine ausführliche Abhandlung über den Gegenstand der Vorträge wird im Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt erscheinen.

Darstellung der Gesteinsanalysenwerte in Chemikerkreisen vielfach nicht befriedige, zumal da das Verhältnis zwischen farblosen und farbigen Gemengteilen nicht besonders deutlich zum Ausdruck komme, und da von den ein Gestein aufbauenden einfachen Stoffen nur ein, wenn auch wichtiger Teil, vor allem aber nicht die Kieselsäure berücksichtigt sei.

Um eine Übersicht der chemischen Zusammensetzung der Kiwuseegesteine zu geben und sie mit verwandten Gesteinen zu vergleichen, habe ich zunächst versucht, die von F. BECKE[1])

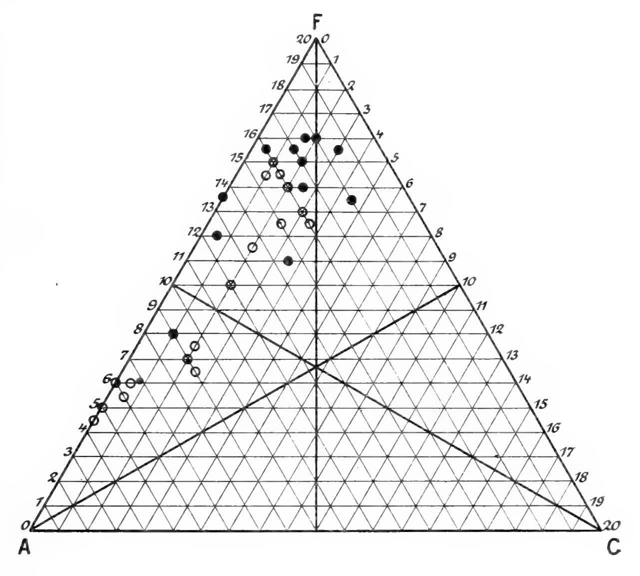


Fig. 1.
Darstellung der Analysenresultate nach OSANN.

bei dem Vergleich der Gesteine des böhmischen Mittelgebirges mit den Andengesteinen verwendete Darstellung zu benützen, da sie vor der OSANNschen Dreiecksprojektion den großen Vorzug hat, daß auch die Kieselsäure Berücksichtigung findet. BECKE legt seine Vertikalebene nicht wie OSANN durch die Ecke A des gleichseitigen Dreiecks und dessen Mittelpunkt, sondern durch die Linie A F.

---

[1]) F. BECKE: Die Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes. Atlantische und pazifische Sippe der Eruptivgesteine. TSCHERMAKS min. petr. Mitt., Bd. XXII, 1903, S. 209.

Die Einheiten der Abszissen sind dann proportional a — f, und der 0-Punkt der Abszissen liegt in der Mitte des unteren Randes der Vertikalebene. Dadurch ist es BECKE ermöglicht, unter Wahrung enger Beziehung zum OSANNschen Dreieck die Si-Ordinaten zur Darstellung zu bringen, indem er auf den Ordinaten die Werte c und Si aufträgt. Zu bemerken ist noch, daß BECKE dem Wert Si die auf 100 berechneten Atomzahlen, OSANN dagegen seinem Wert s die auf 100 berechneten Molekularzahlen zu Grunde legt.

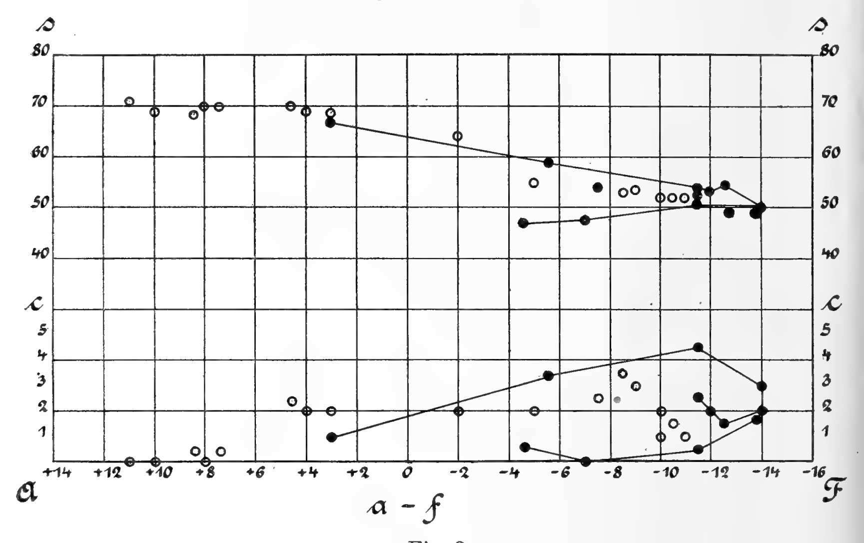


Fig. 2.
Graphische Darstellung von Analysenergebnissen nach F. BECKE.

Da bei der BECKEschen Methode die Einheiten der Abszissen proportional a — f sind, so wird der Analysenort eines Gesteines, für das der Wert c verhältnismäßig hoch ist, gegen F hin verschoben. So würde z. B. der Analysenort eines Gesteines mit a 5 c 5 f 10 auf der Ordinate über Punkt — 5 der Abszissenaxe liegen (siehe Fig. 2). Ein derartiges Gestein ist aber petrographisch dadurch gekennzeichnet, daß es annähernd gleiche Mengen farbloser und gefärbter Gemengteile enthält, vorausgesetzt, daß nicht ein erheblicher Kieselsäureüberschuß vorhanden ist. Auf derselben Ordinate würde der Analysenort eines Gesteines mit a 7,5 c 0 f 12,5 liegen. Ein derartiges Gestein ist aber bereits durch verhältnismäßig hohen Gehalt an gefärbten Gemengteilen ausgezeichnet. Da bei der Klassifikation der

Eruptivgesteine gerade auf das relative Verhältnis zwischen farblosen und gefärbten Gemengteilen ein großer Wert gelegt wird, so hat die BECKEsche Darstellung trotz ihrer großen Vorzüge den Nachteil, daß dieses relative Verhältnis zwischen salischen und femischen Gemengteilen nur dann zum Ausdruck kommen kann, wenn der Wert für c sehr klein oder gleich 0 ist.

Ich habe nun versucht, unter völliger Loslösung vom OSANNschen Dreieck, eine graphische Darstellung der OSANNschen Größen a, c, f und s im rechtwinkligen Koordinatensystem zu

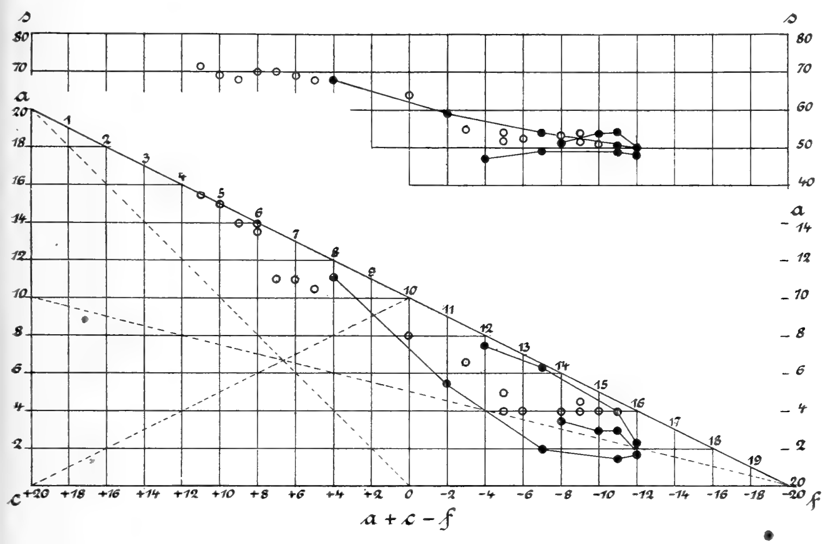


Fig. 3.
Vereinfachte graphische Darstellung.

geben. Die von mir gewählten Einheiten der Abszissen sind proportional a + c — f. Auf der Ordinatenaxe liegen nun die Analysenörter derjenigen Gesteine, für die a + c — f gleich 0 ist, also solcher Gesteine, die annähernd gleiche Mengen farbloser und gefärbter Gemengteile enthalten. Auf den Ordinaten habe ich die Werte für a und s aufgetragen. Auf der Abszissenaxe liegen also die Analysenörter von Gesteinen, für die der Wert a gleich 0 ist. Auf dem Punkt — 20 der Abszissenaxe liegt der Analysenort eines Gesteines mit a 0 c 0 f 20 und auf dem Punkt + 20 der eines Gesteines mit a 0 c 20 f 0. Die beiden Enden der Abszissenaxe wurden daher mit c und f bezeichnet (siehe Fig. 3). Auf der Ordinate über dem Punkt + 20 der

Abszissenaxe liegen die Analysenörter von Gesteinen mit steigendem a, für die aber der Wert f gleich 0 bleibt. Die Länge der Ordinaten beträgt 20 Einheiten, so daß am oberen Ende der Ordinate über Punkt + 20 der Abszissenaxe der Analysenort eines Gesteines mit a 20 c 0 f 0 liegen würde. Zieht man die Diagonale in diesem Koordinatensystem vom oberen Ende der Ordinate über Punkt + 20 bis Punkt — 20 der Abszissenaxe, so erhält man ein rechtwinkliges Dreieck, in dem wie im OSANNschen Dreieck alle Verhältnisse von a : c : f durch Analysenörter zum Ausdruck gebracht werden können. Da die Diagonale die Sättigungslinie für Tonerde ist, so entspricht die auf der Ordinate gemessene Entfernung zwischen dem Analysenort und dem Schnittpunkt der betr. Ordinate mit der Diagonale dem Wert c, die Entfernung von diesem Schnittpunkt bis zum oberen Ende der Ordinate dem Wert f. Aus praktischen Gründen sind die Ordinaten nur bis zur Diagonale gezeichnet worden, und die Werte für f, die von f 0 bis f 20 stetig gleichmäßig zunehmen, sind an den Schnittpunkten von Diagonale und Ordinaten fortlaufend angeschrieben. Auf diese Weise läßt sich für jeden Analysenort das Verhältnis a : c : f und, da auf derselben Ordinate der Wert s aufgetragen ist, auch dieser rasch ablesen. Dadurch ist es möglich, sich bei Vergleichen mit anderen Gesteinen einen raschen Überblick zu verschaffen.

Auf der Diagonale liegen die Analysenörter aller Gesteine, bei denen c gleich 0, also die Tonerde schon durch die Alkalien gesättigt ist. Die Spaltungsprodukte eines Magmas, dem ein derartiges Gestein entspricht, müssen ihre Analysenörter ebenfalls auf der Diagonale haben. Andere Möglichkeiten bestehen in einem solchen Falle nicht. Von der Ecke f des rechtwinkligen Dreiecks bis zur Mitte der kleineren Kathete wurde eine Hilfslinie gezogen. Auf dieser Hilfslinie liegen alle Analysenörter von Gesteinen, bei denen a gleich c ist. Diese Hilfslinie entspricht also der Höhenlinie über der Seite A C des OSANNschen Dreiecks. Der Höhenlinie über A F entspricht eine Hilfslinie, die von der Mitte der Diagonale (Hypothenuse des Dreiecks) bis zur Ecke c, und der Höhenlinie über C F eine solche, die vom 0-Punkt der Abszissenaxe bis zum oberen Ende der Ordinate über c, also bis zur Ecke a, gezogen wurde. Auf dem Schnittpunkt der drei Hilfslinien liegt der Analysenort eines Gesteines, dessen Magma sich theoretisch in drei Teilmagmen spalten könnte, die den Formeln a 20 c 0 f 0, a 0 c 20 f 0 und a 0 c 0 f 20 entsprechen würden. Nur beiläufig mag bemerkt werden, daß der Analysenort eines von OSANN berechneten Tonalits nahe diesem Schnittpunkte der Hilfslinien liegt.

Um die Brauchbarkeit der von mir vorgeschlagenen Darstellungsweise zu zeigen, habe ich die Analysenwerte von Gesteinen des Kiwuseegebietes und zum Vergleich mit diesen Gesteine aus Süditalien und zwar des Vesuvs, Ischias und der Phlegräischen Felder, im OSANNschen Dreieck (Fig. 1), nach der BECKEschen Methode (Fig. 2) und in dem rechtwinkligen Dreieck nach meiner Darstellung (Fig. 3) eingetragen. Die Besprechung des Vergleiches dieser Gesteine wird an anderer Stelle erfolgen.

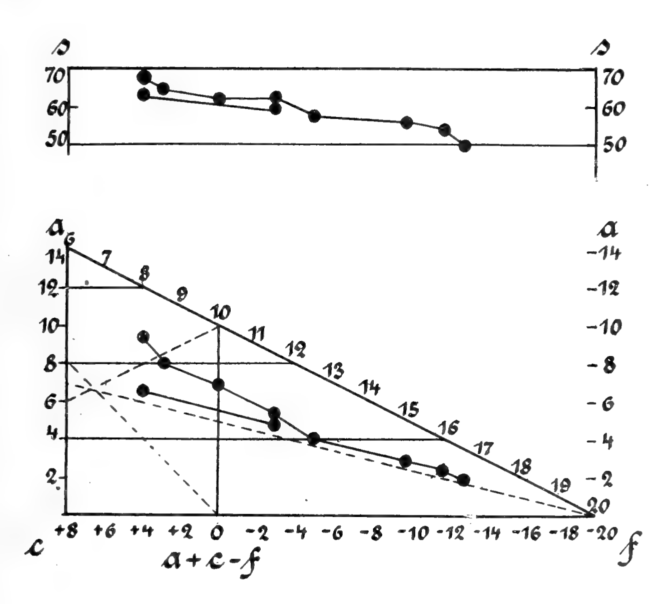


Fig. 4.
Vergleich verwandter Gesteine in einem kleinen Teil des Koordinatensystems.

Ein weiterer Vorteil meiner Methode ist der, daß für nur wenige Analysen verwandter Gesteine nicht das ganze Koordinatennetz gegeben werden muß. Es kann daher eine Textfigur, mit der die Analysenwerte dargestellt werden sollen, auf beliebige Größe gebracht werden, ohne daß die Übersicht leidet. In Fig. 4 sind die Analysenörter der OSANNschen Typen für die Gesteine der Absarokit-Shoshonit-Banakitreihe des Yellowstone National Parks in dieser Weise in einem Teil des Koordinatennetzes eingetragen.

In den als Anhang gegebenen Tabellen sind die OSANNschen Analysenwerte für die in den Darstellungen eingetragenen Gesteine aufgeführt.

Kiwuseegesteine. (•)

	s	a	c	f	n
1. Trachyt, Karissimbi	68,09	11	1	8	4,7
2. Trachydolerit, Karissimbi	59,41	5,5	3,5	11	5,5
3. Leucitbasanit, Kisi	48,78	3	1,5	15,5	5,6
4. Leucitbasanit, Muhawura	54,47	3	1,5	15,5	4,5
5. Leucitbasanit, Namlagira	51,87	3,5	2,5	14	5,7
6. Leucitbasanit, Nawigawoberg . . .	54,06	2	4,5	13,5	6,4
7. Leucitbasanit, Lavafeld Mukira . .	53,82	3	2	15	6,5
8. Limburgit, Adolf Friedrich-Kegel .	50,40	1,5	3	15,5	7,9
9. Limburgit, Adolf Friedrich-Kegel .	50,14	2	2	16	8,1
10. Leucitnephelinit, Niragongo . . .	47,29	7,5	0,5	12	7,5
11. Leucitijolith, Niragongo	47,41	6,5	0	13,5	6,2
12. Leucitit, Wissoke	49,44	2,2	1,8	16	4,0
13. Leucitbasalt, Mikeno	50,90	4	0,5	15,5	5,6

Gesteine der süditalienischen Eruptionsgebiete. (°)

	s	a	c	f	n
15. Sodalithtrachyt, Scarrupata, Ischia .	70,87	15,5	0	4,5	6,6
16. Ponzatrachyt, Monte Nuovo, Phlegräische Felder	69,05	15	0	5	6,0
17. Ponzatrachyt, Monte Rotaro, Ischia	70,25	13,5	0,5	6	5,4
18. Trachyt, Marecocco, Ischia . . .	70,31	14	0	6	6,1
19. Trachyt, Cumae, Phlegräische Felder	68,40	14	0,5	5,5	5,9
20. Trachyt, Monte Vetta, Ischia . . .	69,16	11	2	7	5,4
21. Trachyt, Punta della Cima, Ischia .	70,17	11	2,5	6,5	4,5
22. Trachyt, Monte dell'Imperatore, Ischia	68,26	10,5	2	7,5	6,3
23. Arsotrachyt, Arsostrom, Ischia . .	64,21	8	2	10	4,3
24. Leucitbasanit, Vesuvlava, Granatello von 1631	51,95	4	1	15	3,9
25. Leucitbasanit, Vesuvlava, Croce del Salvatore 1834	53,92	4,5	1	14,5	3,7
26. Leucitbasanit, Vesuvlava, Piano delle Ginestre 1810	52,28	4	1,5	14,5	3,6
27. Leucitbasanit, Vesuvlava 1760 . .	52,20	4	2	14	3,5
28. Leucitbasanit, Vesuvlava, Atrio del Cavallo 1891—1893	55,19	6,5	2	11,5	3,5
29. Leucitbasanit, Vesuvlava, Canale dell' arena 1850	54,12	5	2,5	12,5	3,5
30. Leucitbasanit, Vesuvlava, La Crocella 1871	53,56	4	3	13	3,3
31. Leucitbasanit, Vesuvlava 3. März 1881	53,28	4	3,5	12,5	3,8

Absarokit-Shoshonit-Banakitreihe.

	s	a	c	f
Absarokit, Typus Cache Creek . . .	56	3	2	15
Absarokit, Typus Clark's Fork . . .	54	2,5	1,5	16
Leucitabsarokit, Typus Ishawooa Canyon	50	2	1,5	16,5
Quarzbanakit, Typus Stinkingwater River I	69	9,5	2,5	8
Banakit, Typus Stinkingwater River II	61	7	3	10
Shoshonit, Typus Indian Peak . . .	61	5,5	3	11,5
Quarzbanakit, Typus Stinkingwater River III	65,5	8	3,5	8,5
Shoshonit, Typus Beaverdam	60	5	3,5	11,5
Shoshonit, Typus Lamar River . . .	58	4	3,5	12,5
Shoshonit Two Ocean Pass	64,57	6,5	5,5	8

Darauf tritt eine Pause ein.

Nach der Pause machen zunächst die Herren MENZEL, WAHNSCHAFFE und BEYSCHLAG einige kurze geschäftliche Mitteilungen über die Exkursionen nach Phöben, Rüdersdorf und Staßfurt am 23. und 24. März.

Dann erhält Herr **FRICKE**-Bremen das Wort zu seinem auf Wunsch des Vorstandes erstatteten: „**Bericht über die Arbeiten des Deutschen Ausschusses für den mathematischen und naturwissenschaftlichen Unterricht**".

Anknüpfend an seine früheren Ausführungen auf der 53. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu Dresden[1]) berichtet der Vortragende über den Fortgang der Arbeiten des Deutschen Ausschusses, die sich auf alle Schulgattungen, neben den höheren Schulen in neuerer Zeit auch auf die Volksschulen und Volksschullehrerseminare, erstrecken. Insbesondere teilt er mit, daß am gestrigen Tage in dem gleichzeitig in Berlin tagenden Deutschen Ausschuß für den mathematischen und naturwissenschaftlichen Unterricht auch über die Frage der wissenschaftlichen Ausbildung der Lehramtskandidaten in Geologie und Mineralogie verhandelt sei, und zwar ganz in dem Sinne der Vorschläge, die von der ehemaligen Unterrichtskommission der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte ausgearbeitet wurden. Danach wird verlangt, daß Mineralogie und Geologie nicht wie bisher als Anhängsel der

[1]) Vgl. diese Zeitschr. **60**, 1908, Monatsber., Nr. 8/10, S. *212* u. f.

Chemie, sondern ebenso wie Botanik und Zoologie als selbständiges Prüfungsfach behandelt werden. Daneben ist auch eine Verbindung der Erdkunde mit den naturwissenschaftlichen Studien in hohem Grade erstrebenswert, wie sie ja auch in dem Dresdener Bericht der Unterrichtskommission empfohlen wird; aber eine Verknüpfung der Geologie mit der Geographie zu einem Prüfungsfach ist nicht zu empfehlen, weil sonst die Möglichkeit bestände, dieses Fach einseitig mit den philologisch-historischen zu verbinden und somit die Geologie von den übrigen Naturwissenschaften zu isolieren. Ein erfolgreicher Betrieb der Geologie an unsern Schulen ist nur im Rahmen des naturwissenschaftlichen Unterrichts denkbar, da die Geologie zu ihrem Verständnis nicht nur Physik und Chemie, sondern vor allem auch mineralogische, botanische und zoologische Kenntnisse voraussetzt und als Paläontologie die biologischen Fächer zu einer verständnisvollen Naturgeschichte ergänzt.

An der Diskussion über diesen Vortrag beteiligen sich die Herren WAGNER, FRICKE, STEINMANN und RAUFF. Die Herren FRICKE und RAUFF schlagen nachstehende Resolution vor, die einstimmig angenommen wird:

„Im Anschluß an die Resolution von 1908 erklärt die Deutsche Geologische Gesellschaft sich auch heute mit den Bestrebungen des Deutschen Ausschusses für den mathematischen und naturwissenschaftlichen Unterricht einverstanden; insbesondere unterstützt sie den Wunsch, der Geologie eine selbständige Behandlung im Rahmen des naturwissenschaftlichen Unterrichts unserer höheren Schulen zu sichern. Sie befürwortet, die Geologie in Verbindung mit der Mineralogie zu einem selbständigen Prüfungsfache in der Lehramtsprüfung in der Weise zu erheben, daß dieses Prüfungsfach gemeinsam mit der Chemie und den biologischen Fächern eine volle Lehrbefähigung ausmacht."

Sodann erhält das Wort Herr **RECK** zu einem Vortrage: **„Über Erhebungskratere."**

Es mag in dieser Zeit des Streites über die selbständige Kraft des Vulkanismus nicht ganz uninteressant sein, darauf zu verweisen, daß schon in der Philosophie Griechenlands

diese Frage angeschnitten war[1]. ANAXIMENES[2]) vertrat diesbezüglich eine Einsturztheorie und glaubte, die Erdbeben und vulkanischen Erscheinungen als Folgen von Spaltungen der Erdkruste, die durch Regen und Wärme verursacht waren, deuten zu sollen. ANAXAGORAS[3] und seine Schule dagegen stellten eine Explosionstheorie auf, nach der die im Erdinnern eingeschlossenen Dämpfe sich oft unter heftigen Erschütterungen des Bodens einen Weg zur Oberfläche bahnten. So brachte man damals schon Vulkane und Erdbeben in ursächlichen Zusammenhang, was als erster PLATO[4] deutlich aussprach, während seine Vorgänger offenbar mehr seismische Vorgänge im Auge hatten und diese unbewußt durch ihre Erklärungsversuche mit dem Vulkanismus in Verbindung setzten.

Auch die eigentliche Idee der Erhebungskratere reicht bis ins Altertum zurück. So schreibt schon ARISTOTELES[5] über den im 3. Jahrh. v. Chr. entstandenen Vulkanberg bei Methone am Hermionischen Meerbusen: „Das Erbeben der Erde hört nicht eher auf, als bis jener Wind, der die Erschütterung verursacht, aus der Erdrinde ausgebrochen ist. So ist es vor kurzem zu Heraklea im Pontus geschehen und vormals in Hiera, einer der äolischen Inseln. Auf dieser nämlich ist ein Teil der Erde aufgeschwollen und hat sich mit Getöse zu einem Hügel erhoben, so lange, bis der mächtig treibende Hauch einen Ausweg fand und Funken und Asche ausstieß". — Auch STRABO[6] folgt dem gleichen Gedankengang bei seiner Schilderung der Entstehung des Ätna, und ähnlich beschreibt OVID[7] den gleichen Vorgang: Da schwillt durch der eingezwängten Dämpfe Kraft der sich dehnende Boden wie eine luftgefüllte Blase empor, er schwillt wie das Fell eines zweigehörnten Bockes. —

Auch PLINIUS[8] läßt die Inseln Ischia und Procida durch vulkanische Prozesse aus der Tiefe des Kampanischen Golfes emporgehoben sein.

---

[1]) Vergleiche hierüber: F. RAMSAUER: Die antike Vulkankunde. Programm des Kgl. humanist. Gymnasiums Burghausen 1905/06, sowie Weltall und Menschheit I, K. SAPPER.

[2]) SENECA: Quest. nat. VI, 10. — Ferner ARISTOTELES: Meteor. II, 7.

[3]) SENECA: a. a. O. VI, 9.

[4]) PLATO: Phädon 113. — Ferner GALEN: Hist. phil. 86.

[5]) ARISTOTELES: Meteor. II, 8.

[6]) STRABO: VI, 1, 6.

[7]) OVID: Metamorphosen, Buch XV, 296—306.

[8]) PLINIUS: II, 88; vgl. auch III, 6, 2; XXXI, 2, 5; XXXVII, 11, 53.

Leopold von Buch (1774—1853)[1] war es vorbehalten, diese mehr naiv empfundenen philosophischen Ansichten des Altertums in das Gewand moderner Naturwissenschaft zu kleiden. Angeregt durch die Vorlesungen Huttons, der die Entstehung der Gebirge durch die gewaltige Kraft des sich ausdehnenden glutflüssigen Magmas im Innern der Erde lehrte, stellte er im Anschluß an seine großen Reisen in den ersten Jahren des vorigen Jahrhunderts (1798 Vesuv, 1802 Auvergne, 1815 Canaren) seine berühmte Theorie der Erhebungskratere[2]) auf, die zunächst in glänzendem Siegeslauf zu allgemeiner Anerkennung gelangte. Leop. v. Buch selbst war, ebenso wie sein Freund Alex. v. Humboldt[3]), nur zögernd zu der Anschauung von der selbsttätig wirkenden Kraft des Vulkanismus in größtem Maßstabe gelangt, denn beide waren ja Schüler der neptunistischen Lehre Werners, die der vulkanischen Betätigung nur geringfügige Bedeutung beilegte, und ihre Ursache lokalen Erdbränden zuschrieb. — Aber die Natur schien gerade zu jener Zeit ihre Theorie durch die plötzliche Entstehung des Mt. Nuovo in den phlegräischen Feldern, wie auch durch die des Vulkans Jorullo in Mexiko glänzend bestätigen zu wollen. —

Erst lange Kämpfe brachten nach Buchs Tod seine einst in seltener Einstimmigkeit angenommene Theorie zu Fall. Nun folgte auf diese Geologie der Gewaltakte in der Natur als Reaktion die vornehmlich durch Scrope[4]) und Lyell[5]) vertretene Lehre der ausschließlichen langsamen Akkumulation, des allmählichen Wachsens der Vulkanberge durch oberflächliche Aufschüttung und der allmählichen Umgestaltung der ganzen Erdoberfläche. Die Vulkane ließ man nun samt und sonders auf Spalten auftreten, indem man dadurch die eigenartige, meist zonare Anordnung der größten Vulkangebiete der Erde zu erklären suchte. So sank der Vulkanismus zur Rolle einer nebensächlichen Begleiterscheinung tektonischer Bewegungen herab, während die genialen Darlegungen und Gedanken

---

[1]) Sapper: Aus Weltall und Menschheit I. Herausgeg. v. H. Krämer.

[2]) Leop. v. Buch: U. a.: Über Erhebungskrater und Vulkane. Berlin 1835; ferner auch Physikalische Beschreibung der Canarischen Inseln. Berlin 1825.

[3]) Alex. v. Humboldt: Über Bau und Wirkung der Vulkane. Berlin 1824; auch Kosmos I.

[4]) Poulett Scrope: Considerations on Volcanoes. London 1825. — Volcanoes of Central France. London 1858. — Volcanoes. II. Ausg. London 1872.

[5]) Lyell: Principles of Geology London. Vergl. auch Hartung: Über Erhebungskratere. Leipzig 1862.

Buchs und Humboldts nur mehr historisches Interesse zu haben schienen, bis durch die aufsehenerregenden Arbeiten Brancas[1]), Löwls[2]), Geikies[3]) zum ersten Male wieder energisch auf die dem Magma innewohnende eigene Kraft hingewiesen wurde, wonach Vulkane sehr wohl auch ohne Spalten aufzutreten vermögen. Branca wies dies zunächst unwiderleglich für die Vulkanembryonen der Schwäbischen Alb nach, Geikie besonders für eine große Zahl von Vulkanen in Schottland. Seitdem haben sich zahlreiche Beobachter diesen Ansichten angeschlossen und neue bestätigende Tatsachen aus anderen Gebieten gesammelt[4]). —

Soweit die historische Entwicklung des Vulkanismus bis zum heutigen Tage. —

Alle neueren Arbeiten über die Unabhängigkeit desselben von der Tektonik suchen diese jedoch nur durch die Beziehungen der Lage der Vulkane zu Spalten zu beweisen. In dieser Beziehung wird man heute zugeben müssen, daß es, nach den Lagever-

---

[1]) W. Branca: Als besonders wichtig seien erwähnt: Schwabens 125 Vulkanembryonen. Stuttgart. Jahresh. d. Vereins für Vaterl. Naturkunde 1894/95. — Über die Entstehung der vulkanischen Durchbohrungskanäle im Gebiete von Urach. Ebenda. 1897. — Neue Beweise für die Unabhängigkeit von Vulkanen von präexistierenden Spalten. N. Jahrb. Min. 1898. — Zur Spaltenfrage der Vulkane. Sitz.-Ber. Math.-Physik. Klasse d. Preuß. Akad. d. Wiss. Berlin 1903, Bd. **36**. — Die Griesbreccien des Vorrieses als von Spalten unabhängige früheste Stadien embryonaler Vulkanbildung. Ebenda 1903. — Vulkane und Spalten. Mexiko 1907.

[2]) Löwl: Spalten und Vulkane. Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt Wien 1886, Bd. **36**.

[3]) A. Geikie: On the Carboniferous volcanic rocks of the basin of the Firth of Forth. Transact. Roy. Geolog. Soc. Edinburgh 1879, Vol. II. — Ancient Volcanoes of Great Britain. London 1897. (2 Bd.). — Textbook of Geology. 1903.

[4]) Ich möchte hier nur einige wenige solcher Forschungen als Beispiele anführen: E. Fraas: Begleitworte zu Blatt Kirchheim der geologischen Karte von Württemberg. — Bücking: Über die vulkanischen Durchbrüche in der Röhn und am Rande des Vogelsberges. Beiträge zur Geophysik von Gerland, Bd. VI, 1903. — M. Bauer: Zur Spaltenfrage der Vulkane. Sitz.-Ber. der mathem.-physik. Kl. d. Kgl. Preuß. Akademie d. Wissensch. Berlin 1900. — E. Zimmermann: Der Bau der Gegend von Goldberg. Jahrb. Kgl. Preuß. Landesanst. für 1902, Bd. XXIII, 1905. — A. Stübel: Die Vulkanberge von Ecuador. Berlin 1897. — E. Böse: Sobre la independencia de los volcanes de grietas preexistentes. Memorias de la Soc. „Alzate" Mexiko, Bd. XIV. — Volz: Sumatra. Sitz.-Ber. Kgl. Preuß. Akademie d. Wissensch., Math.-Physikal. Kl. Berlin 1907. — Burckhard: Profiles geologiques transversaux de la Cordillère Argentino-Chilienne. Anales del Museo de La Plata 1900. — H. Reck: Isländische Masseneruptionen. Kokens geolog. u. paläontolog. Abhandlungen 1910. (Im Druck.)

hältnissen zu urteilen, zwei große Gruppen von Vulkanen gibt, einmal die auf Spalten gelegenen und dann die mit keiner Spalte in Zusammenhang stehenden[1]). Auch BUCH und HUMBOLDT hatten schon eine Einteilung der Vulkane nach ihrer Lage gegeben, indem sie die beiden Gruppen der Reihenvulkane und der Zentralvulkane aufstellten, wenngleich diese Einteilungsweise mit der zuerst angeführten durchaus nicht ganz ident ist, d. h. es mag sehr wohl Zentralvulkane geben, die auf einer Spalte aufsitzen, während andererseits auch manche Vulkanreihe sich als von tektonischen Spalten unabhängig erweisen mag.

Jedenfalls war dieser Weg des Nachweises nicht der von LEOPOLD VON BUCH gewiesene. Nach ihm hatte das Magma nicht nur die Kraft, sich selbst zur Oberfläche Bahn zu brechen, vielmehr sollte es befähigt sein, die überlastenden Sedimente emporzuwölben und wegzusprengen. So entstanden bekanntlich seine Erhebungskratere[2]) „die Reste einer großen Kraftäußerung aus dem Inneren, die ganze Quadratmeilen große Inseln auf ansehnliche Höhe erheben kann und erhoben hat“. Er unterscheidet sie scharf von Vulkanen, „die fortdauernde Essen sind und die Verbindungskanäle des Inneren mit der Atmosphäre darstellen“. — Die Art der Aufwölbung wurde mit einer Blase verglichen, die schließlich platzt, HUMBOLDT hat sie auch mit einem vom Wind geblähten Segel verglichen[3]). Aber diese Vergleiche kennzeichnen sich doch wohl selbst als nebensächliche Veranschaulichung eines gewaltigen Vorganges, was schon ihre Verschiedenartigkeit beweist[4]). Sie gehören also zweifellos nicht zum Wesen der BUCHschen Theorie, so daß es meines Erachtens für diese völlig gleichgültig ist, ob nun diese Hebung durch ein langsames oder plötzliches Aufheben, durch geringe oder starke

[1]) In einer kleinen Arbeit habe ich als eines der Ergebnisse meiner Island-Expedition 1908 einen großen Massenvulkan (Schildvulkan) beschrieben, der nachweislich, auf Grund von Beobachtung, noch 300—400 m tief unter die Basis seiner Lavadecken, die ihrerseits wiederum 500—600 m mächtig sind, von jeder Spalte unabhängig zur Oberfläche durchgedrungen ist. (H. RECK: Ein Beitrag zur Spaltenfrage der Vulkane. Zentralbl. Min. 1910, Nr. 6.)

[2]) L. v. BUCH: Über Erhebungskratere und Vulkane. Gesammelte Schriften S. 272 und POGGENDORFFs Annalen der Physik u. Chemie 1836, Bd. **37**.

[3]) A. v. HUMBOLDT: Kosmos I.

[4]) Dies erwähnten schon BRANCA u. FRAAS in: Das vulkanische Ries bei Nördlingen. Abhandl. der Kgl. Preuß. Akad. d. Wissensch. 1901.

Neigung der Schichten, an regelmäßigen oder unregelmäßigen Flexuren, schließlich auch an Flexuren oder an Verwerfungslinien geschah.

Den Kern der Theorie sehe ich vielmehr in den beiden wichtigen Punkten:

1. Dem Schmelzfluß wohnt die Kraft inne, ohne tektonische Hilfe emporzudringen.

2. Der Schmelzfluß kann die überlastenden Gesteinsdecken, unter periklinaler Aufrichtung der Schichten um den Durchbohrungspunkt, durchbrechen.

Daß letzteres nicht in allen Fällen geschah, war LEOPOLD V. BUCH nicht unbekannt; denn er kannte sehr wohl die von den Durchschußröhren der Maare glatt abgeschnittenen Sedimentdecken; doch hielt er diese, indem er sie mit Pistolenschüssen verglich, für unbedeutende Äußerungen der vulkanischen Kraft. Bei stärkerer Kraftentfaltung hielt er jedoch die Entstehung eines Erhebungskraters für die Regel. —

Während der erste Punkt durch das Studium der Lagebeziehungen der Vulkane in den obenerwähnten Arbeiten als richtig nachgewiesen wurde, wurde der zweite Punkt nur ganz vereinzelt und mit Vorbehalt in der neueren Literatur anerkannt.

Tatsächlich ist er auch in seiner verallgemeinernden Form unseren heutigen Kenntnissen widersprechend, aber auch nur in dieser Verallgemeinerung liegt sein Fehler; denn es gibt tatsächlich Erhebungskratere und Gebilde, die solchen sehr nahe stehen, wie Ihnen meine folgenden eigenen Beobachtungen und einige Beispiele aus der Literatur zeigen mögen; doch scheinen Erhebungskratere nur in besonderen, bis heute noch zu wenig beachteten und studierten Fällen vorzukommen, während sie BUCH als allgemeine Regel betrachtete. —

Ich kann keine Beschreibung dieser Erscheinungen geben, ohne vorher eine mit ihnen aufs engste verwandte Bildung kurz zu besprechen. Dies sind die **Lakkolithe** (λακκός = Zisterne; λίθος = Stein). Die Lakkolithe sind keineswegs ein besonderer Typ vulkanischer Wirksamkeit; es sind einfach steckengebliebene, unfertige oder „unvollkommene“[1]) Vulkane.

---

[1]) So genannt von GILBERT und CROSS. — V. DE DERWIES nennt sie „verkümmerte“ Vulkane. (Recherches géologiques et petrographiques sur les laccolithes des envirous de Piatigorsk. Genf 1905.)

Sie beweisen dies aufs beste durch die zahlreichen Übergangsformen, durch die sie mit den extrusiven Formen des Vulkanismus verbunden sind.

Eine Beschreibung der Erhebungskratere setzt also aus entwickelungsgeschichtlichen Gründen eine diesbezügliche Betrachtung der Lakkolithe voraus.

Der erste, der die Natur der Lakkolithe erkannte und beschrieb, und der damit gleichzeitig die selbständige, hebende Kraft der vulkanischen Massen neuerdings wieder betonte, war GILBERT[1]). Er zeigte, daß der Schmelzfluß in großen linsen- bis kuchenförmigen, symmetrischen oder asymmetrischen Massen in die Erdkruste eindringe und diese selbst emporwölbe, so daß die Lakkolithberge von einem Schichtmantel überdacht erscheinen, der an den Seiten periklinal geneigt ist, auf der Höhe der Erhebung dagegen horizontal lagert. Die verschiedenen Denudationsstadien dieser regellos angeordneten, kuppenförmigen Erhebungen, bei denen teilweise auch die intrusiven Kerne bloßgelegt sind, lassen aufs klarste die Richtigkeit der GILBERTschen Erklärung erkennen, die ja heute auch im Prinzip wohl ziemlich allgemeine Annahme gefunden hat[2]). Vor allem bezweifelte zunächst wohl nur noch REYER[3]) das jüngere Alter der Intrusivgesteine im Verhältnis zu den umgebenden Sedimentgesteinen. SÜSS[4]) dagegen, der die intrusiven Vorgänge samt und sonders auf das Vorhandensein von Spalten zurückführt, will auch in diesem Fall die Hohlräume, in die der Schmelzfluß eindrang, tektonisch angelegt sein lassen, indem durch Gebirgsdruck Faltungen und Schichtaufblätterungen hervorgerufen würden. — Die Unmöglichkeit dieser Anschauung wurde bereits aufs schärfste von J. E. WOLLF[5]) dargetan, der auf Grund seiner Untersuchungen in den Crazy Mountains zu einem mit GILBERT diesbezüglich völlig übereinstimmenden Resultat gelangte. Auch BRANCA und FRAAS[6]) sprachen sich auf Grund ihrer

---

[1]) GILBERT: Geology of the Henry Mountains. Washington 1877.

[2]) Ich verweise nur auf: LÖWL: Eine Hebung durch intrusive Granitkerne. Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanstalt Wien 1884. — Besonders auch SALOMON: Über die Granitkerne der Alpen. Sitzungsbericht der Königl. Preuß. Akademie d. Wissensch., Mathem.-Physik. Klasse 1900. — Vgl. auch NEUMAYR: Erdgeschichte I. Leipzig 1887. S. 180.

[3]) REYER: Theoretische Geologie. Stuttgart 1888. S. 135.

[4]) SÜSS: Antlitz der Erde I. S. 218.

[5]) J. E. WOLLF: The Geology of the Crazy Mountains, Montana. Bull. geolog. Soc. America 1892, Bd. III.

[6]) BRANCA und FRAAS: a. a. O., S. 22. (Hier sind auch die von WOLLF angegebenen Gründe für seine Ansicht zusammengefaßt.)

Untersuchungen am Nördlinger Ries, wie auch auf Grund des Nachweises zweifellos spaltenlos zur Oberfläche durchgedrungener Vulkane[1]), gegen die SÜSSsche Hypothese aus. —

Vor allem scheint mir aber die SÜSSsche Ansicht durch die Formen der Lakkolithberge und ihre Lage widerlegt zu werden. Würden sie nämlich tektonischen Linien folgen, so müßten sie doch, wenn auch nicht auf Spalten, so doch auf Schwächezonen, wie etwa zahlreiche Vulkane, auftreten. Dies kommt zweifellos vor, ist aber durchaus nicht die Regel; so liegen sie gerade in Amerika vornehmlich auf den den Gebirgen vorgelagerten, ungestörten Plateaus, aus denen sie als kuppelförmige Aufwölbungen des Bodens hervortreten. Dies zeigt nicht nur das von GILBERT[2]) untersuchte Gebiet, sondern seinen Arbeiten folgte in rascher Folge eine Zahl von Untersuchungen damals noch nicht bekannter Gebiete, die genau analoge Verhältnisse aufweisen. So die Arbeiten von CROSS[3]), WOLLF[4]), WEED[5]), JAGGAR[6]) und anderen sowie eine Reihe von Experimenten von HOWE[7]) und Kartierungen anderer amerikanischer Survey-Geologen in den letzten Jahren[8]). Auf letztere werde ich noch zurückkommen, da die von ihnen für die Theorie der Erhebungskratere beobachteten und in die Karten eingetragenen Tatsachen meines Wissens noch nicht verarbeitet wurden. — Die Experimente von HOWE[7]), die keinerlei Störungen durch irgendwelche tektonische Vorgänge berücksichtigten, brachten sämtliche Erscheinungsformen der Lakkolithe zum Ausdruck. Dies ist zum mindesten beweisend dafür, daß solche Störungen zur Erklärung der gegebenen Erscheinungen nicht als notwendig vorausgesetzt werden müssen.

---

[1]) BRANCA: Vulkanembryonen.

[2]) GILBERT: a. a. O.

[3]) W. CROSS: The laccolithic Mountain Groups of Colorado, Utah and Arizona. U. St. Annual Rep. 1892—93, S. 165—242.

[4]) WOLLF: a. a. O.

[5]) W. H. WEED und L. V. PIRSSON: Geology and Mineral Resources of the Judith Mountain of Montana. U. St. Geol. Surv. Annual Rep. III, 1898, S. 137. — Dieselben: Geology of the Little Belt Mountains, accompanied by a record on the petrography of the igneous rocks of the district. U. St. Geol. Surv. IX, 1900, S. 387.

[6]) T. A. JAGGAR: The laccoliths of the Black Hills. U. St. Geol. Surv. 1899—1900, III.

[7]) HOWE: U. St. Geol. Surv. 1899—1900.

[8]) Es sei mir hier gestattet, meinem Kollegen, Herrn Dr. VON STAFF, herzlichst für den Hinweis auf zahlreiche Literaturangaben und Kartierungen zu danken.

Betrachten wir nun die nicht aus völlig ungestörtem Grund herausgehobenen Lakkolithberge, so zeigt sich, daß auch diese keineswegs Spalten oder Bruchzonen folgen; wenn sie dagegen überhaupt zonar auftreten, so läßt sich beobachten, daß sie mit Vorliebe Schichtantiklinalen folgen, also Zonen, in denen ein Teil des Gewölbedrucks der Sedimentdecken durch die Auffaltung ausgelöst war, so daß diese Zonen für eine unterirdische Injektion besonders geeignet waren. Dies ist im großen das Prinzip, dem auch die Intrusion im kleinen folgt. Stock- oder linsenartige Ausbreitung des Intrusivgesteins findet mit Vorliebe in weichen, leichter nachgiebigen Gesteinen statt, während in spröden, harten Gesteinen (Sandstein, Kalk) das Intrusionsmaterial entweder sich deckenartig zwischen den Schichtflächen verbreitet oder die Gesteinsdecke durchbricht. — In beiden Fällen aber steht der Schmelzfluß in keinerlei notwendigen Beziehungen zu Spalten; er wählt naturgemäß nur diejenige Richtung zum Vorwärtsdringen, in der er dem geringsten Widerstand begegnet; solche Stellen sind die Antiklinalen, zu denen der Schmelzfluß aus eigener Kraft emporsteigt, gleichgültig, ob Spalten vorhanden sind oder nicht. Die geringe Rolle, die Spalten für sein Emporsteigen spielen, zeigt die Tatsache, daß in absolut ungestörten Gebieten die Intrusionen ebenso häufig sind wie in gefalteten, ferner auch der Umstand, daß der Schmelzfluß trotz des Vorhandenseins naher, vermutlich tiefgreifender Verwerfungsspalten sehr oft neben diesen empordrang. Häufig steht dann der Lakkolith auf einer Antiklinale; aber auch dies ist nicht notwendig, wie zahlreiche Beispiele demonstrieren[1]). Da aber Lakkolithe nur unvollkommene Vulkane darstellen, sei es mir gestattet, darauf zu verweisen, daß auch viele der großen Stratovulkane der Erde, z. B. eine ganze Anzahl der gewaltigen mexikanischen Vulkane sowie zahlreiche Vulkane der Andenkette, weit abseits von den Hauptbruchspalten des Gebietes auf den Schichtantiklinalen des unterlagernden Gebirges auftreten.

Jedoch sprechen nicht nur Lage und Verteilung der Lakkolithe, auch nicht nur theoretische Erwägungen über den Vorgang der Intrusion (WOLLF), gegen die SÜSSsche Anschauung der tektonischen Vorbildung von Hohlräumen, die dann nur passiv vom Schmelzfluß ausgefüllt wurden, sondern vor allem spricht dagegen die Form der Lakkolithberge

[1]) Ich verweise hierüber auf die Karten der oben zitierten Werke.

selbst. Wenn ich von den möglicherweise mit Spalten oder vorhergehenden Auffaltungen zusammenhängenden, stark nach einer Richtung gestreckten Vorkommnissen von Lakkolithen absehe, so ist die charakteristische Form eines Lakkolithberges durch die kuppelförmige Aufwölbung der Schichten über einer rundlichen Basis gekennzeichnet[1]).

Eine kreisrund erhobene Geländeform ist aber eine für tektonische Kräfte unmögliche Form. Sie läßt sich weder aus Verwerfungen noch aus Faltungen ableiten. SÜSS[2]) selbst hat diesbezüglich gesagt: „daß durchaus keine Kraft bekannt sei, die imstande wäre, zahlreiche kleine und große Gebirgsstücke einzeln und zwischen glatten Flächen



Fig. 1.
Bear Lodge Mountain.

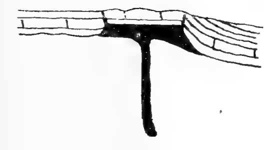


Fig. 2.
Scheep Mountain.

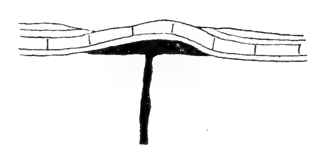


Fig. 3.
Bald Mountain.

Lakkolithische Intrusionen als Beispiele sowohl bruchloser Aufwölbung als auch der Emportragung an Verwerfungslinien.
Wyoming, South Dakota.

emporzutragen und im Gegensatz zur Schwerkraft dauernd in dieser Stellung festzuhalten." Da nun aber tatsächlich durch Lakkolithe solche Geländeformen geschaffen wurden (vgl. Fig. 2), so dürfte man den SÜSSschen Ausspruch dahin modifizieren: „daß durchaus keine tektonische Kraft bekannt sei . . .", die dazu imstande wäre.

[1]) Wenn auch die Lage der Magmazufuhrwege dieser Lakkolithe eine in den meisten Fällen durchaus hypothetische ist, so muß sie doch bei kreisrunden symmetrischen Lavakuchen nach mechanischen Prinzipien zentral unter der höchsten Höhe der Aufwölbung vermutet werden.
[2]) E. SÜSS: Antlitz der Erde I, 741.

Ob nun aber die Lakkolithe die ihnen überlagernden Schichten nur aufwölben oder an Verwerfungslinien emportragen, ist lediglich ein gradueller Unterschied, der wohl bis zu einem gewissen Grade von der Sprödigkeit des umgebenden Gesteins abhängt, keinesfalls aber ausschließlich, wie die sich unter gleicher Sedimentdecke verschieden verhaltenden Lakkolithe in Wyoming[1]) deutlich hervortreten lassen. Der bestimmende Einfluß muß hier im Magma gelegen haben. Die beigegebenen Figuren lassen dies deutlich erkennen[2]).

Sie zeigen alle drei lakkolithische Intrusionen unter die fast gänzlich ungestörten, flach gelagerten, nur schwach einseitig fallenden Schichten des Carbons. Während aber in Fig. 3 nur eine schwache Emporwölbung der Schichten das Resultat einer verhältnismäßig geringen Intrusion war, ist die Aufbiegung durch den größeren Lakkolith in Fig. 1 sehr viel stärker. Hier ist der intrusive Kern durch die starke Denudation freigelegt. Zum System dieser Bear lodge Mountain-Intrusion gehört auch die rundliche Steilkuppe des unmittelbar benachbarten Sheep Mountain (Fig. 2).

Diese Intrusion muß unter bedeutender Kraftentfaltung vor sich gegangen sein. Sie bog die Schichten nicht nur an ihren Rändern scharf empor, sondern sie verwarf die ganze zentrale Partie des Berges um etwa 500 m an nahezu senkrechten Bruchflächen. — Die Brüche sind im O, W und S des Berges deutlich sichtbar, im N gehen sie in eine steile Flexur über. — Die Denudation hat den intrusiven Kern noch nicht bloßgelegt, doch verrät er sein Dasein durch das an zwei Stellen beobachtete gang- und deckenförmige Vorkommen intrusiven Gesteines an seinem südlichen Fuße. Hier ist also ein etwa kreisrundes Gebirgsstück an senkrechten Bruchrändern etwa 500 m hoch, entgegen der Schwerkraft, emporgehoben und in dieser Lage gehalten worden. —

Ein diesen erst in den letzten Jahren kartierten Vorkommnissen analoges Beispiel wurde bereits vorher von Branca und Fraas[3]) aus Deutschland beschrieben, wenn-

[1]) N. H. Darton: Wyoming, South Dakota. Sundance folio (Nr. 127). — N. H. Darton und C. C. O'Harra: Wyoming, South Dakota, Montana. Aladin folio (Nr. 128).

[2]) Diese Figuren sind unter Weglassung unwichtiger Details den oben zitierten Kartenblättern entnommen. Es sei besonders betont, daß sie die natürlichen Verhältnisse des geologischen Baues darstellen und keineswegs schematische Zeichnungen sind, mit Ausnahme der Lage der Magmakanäle, die natürlich hypothetisch ist.

[3]) Branca und Fraas: Das Nördlinger Ries. a. a. .O

gleich hier durch nachträgliche Versenkung die Scholle sich tatsächlich nicht dauernd entgegen der Schwerkraft auf ihrer Höhenlage halten konnte. Auch im Nördlinger Ries wurde ein kreisrunder zentraler Gebirgsteil durch die Gewalt eines eindringenden Lakkolithen an peripheren Brüchen emporgetragen und rutschte auf das flachlagernde Vorland ab, so zu periklinal um den Rieskessel angeordneten Überschiebungen Anlaß gebend.

Da wir nunmehr das zweifellose tatsächliche Vorkommen von mehr oder minder senkrechten Emporhebungen der Erdkruste in kreisrunder Form an einigen Beispielen kennen gelernt haben, und da solche Erscheinungen sich durch die Kräfte der Tektonik nicht erklären lassen, da sie ferner sehr oft von tektonischen Linien gänzlich unabhängig auftreten, müssen wir die treibende Kraft dieser Bildung in anderen Ursachen zu finden suchen; und diese Ursache kann nur im Magma selbst liegen und muß von diesem ausgehen. — Da aber in gleichem Material unter gleichen Vorbedingungen tiefe Brüche eine weitergehende Störung des Materials zum Grunde haben als Flexuren, so ist schon aus diesem Grunde die bruchlose Schichtaufwölbung im Umkreis der Lakkolithkerne auf dieselbe Ursache zurückzuführen. — Dazu kommen noch die zahlreichen, bereits von anderer Seite geltend gemachten Gründe (a. a. O.).

Die Schichtaufwölbungen und Verwerfungen im Umkreis der Lakkolithe sind also keinesfalls notwendig — und sind in den meisten Fällen tatsächlich nicht — durch tektonische Kräfte vorbereitet, sondern wurden vom Magma aus eigener Kraft erst geschaffen. — Dabei soll es hier unentschieden bleiben, ob wir die Ursache der Aufwölbung im wesentlichen in der aktiven Kraft des Magmas selbst zu suchen haben oder etwa in einer Erwärmung und Volumenzunahme der überlagernden Gesteine. —

Eine Übertragung der hier ausgeführten Verhältnisse auf die Oberfläche der Erde würde uns einen vollständigen Erhebungskrater vor Augen führen. Es ist daher zunächst wichtig, festzustellen, in welcher Weise Intrusionen auch zur Eruption gelangt sind. Doch möchte ich hierbei die Spaltenfrage der Vulkane nicht weiter berühren, da einerseits bei dem soeben erbrachten Beweis der Möglichkeit des selbständigen Eindringens der Intrusion, auch die schließliche Ex-

trusion naturgemäß ohne Spalten vor sich gehen kann, und da andererseits gerade hier soche Eruptionen vielfach natürlich auf Spalten stattfinden würden, die nicht die Tektonik, sondern der empordringende Lakkolith aufgerissen hat. Insofern scheinen mir diese Verhältnisse zur Erörterung der Spaltenfrage an sich nicht besonders geeignet. —

Für die Kenntnis der Verknüpfung von Intrusion und darauffolgender Eruption haben nun die Forschungen des letzten Jahrzehnts eine Reihe von Beobachtungen geliefert, deren wichtigste ich kurz zusammenfassend hier aufführen möchte.

Als erste wiesen auf diesen Zusammenhang und auf die Analogie der Verhältnisse mit den BUCHschen Erhebungskrateren BRANCA und FRAAS[1]) gelegentlich ihrer Bearbeitung des Nördlinger Rieses hin. Dort folgte nach dem Empordringen des Lakkolithen, also nach der fertigen Ausbildung der Überschiebungen, die Eruption loser Massen (Vulkanembryonen), ohne daß es zum Austritt von geflossener Lava kam. Die Eruptionspunkte liegen kranzförmig um den Kessel des Rieses herum. — Jedoch haben diese eruptiven Vorgänge keine Veränderung in der Lagerung der von ihnen durchbrochenen Schichten verursacht. —

Anders liegen die Verhältnisse in den Lakkolithgebieten Amerikas. Dort kam es zu bedeutenderer eruptiver Tätigkeit, durch die stellenweise die den Vulkanschlot umlagernden Schichten wesentlich disloziert wurden. Sehr klar zeigt diese Verhältnisse z. B. der nordöstlich der Crazy Mountains gelegene Castle Mountain[2]). Dort stehen gewaltige Ergüsse von Strömen und den Schichten eingelagerte Tufflagen in Verbindung mit dem intrusiven Kern des Gebirgsstockes. Die vulkanischen Vorgänge dauerten vom Anfang bis zum Ende des Tertiärs mit schwankender Heftigkeit fort. Doch hier könnte man immerhin noch die periklinale Aufrichtung des Nebengesteins auf die ausschließliche Wirkung der Intrusion zurückführen. Ausgeschlossen erscheint diese Deutung jedoch bei Betrachtung des hier beigegebenen Profils, das ich der Karte HILLS'[3]) entnehme. Die Intrusionen der Spanish Peaks gehören, ebenso wie die extrusiven Vorgänge, langen Zeiträumen an, die gleichzeitig mit der allgemeinen Hebung des Landes im Anschluß an die Kreidezeit einsetzen, und bis ins jüngere Tertiär ausgehalten haben. Auf die Intrusion eines gewaltigen Stockes unter die

---

[1]) BRANCA und FRAAS: a. a. O.
[2]) W. H. WEED: Montana, Little Belt Mountains folio (Nr. 56) 1899.
[3]) R. C. HILLS: Colorado, Spanish Peaks folio (Nr. 71) 1901.

mesozoischen Schichten des West Peaks folgte dessen Aufreißen an einer 5—6 km langen und ca. 1 km breiten Spalte, auf der die vulkanischen Massen zur Oberfläche gehoben wurden. Als Resultat dieser Eruptionen finden wir eine periklinale Stellung der Eocänschichten um den Ausbruchsspalt. Die Aufrichtung der am Kontakt metamorphen Schichten steigt stellenweise bis zu 40°, ist also eine recht bedeutende. Das Profil läßt jedoch noch eine zweite vulkanische Aufrichtung der Schichten erkennen. Diese zeigt sich am East Spanish Peak. Dort hob unter erneuten intrusiven und extrusiven Vorgängen die Kraft des Magmas die Gesteine des Peaks zwischen U-förmigen Brüchen stellenweise bis über 1500 m (5000′) empor.

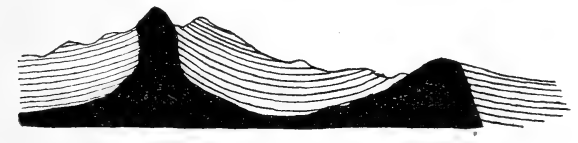


Fig. 4.
Verknüpfung intrusiver und extrusiver Erscheinungen mit periklinaler Aufwölbung der Sedimente.
West und East Spanish Peak, Colorado.

An den Bruchrändern und im Vorlande ist noch weithin die Aufbiegung der Schichten an diesen rein vulkanischen Brüchen zu beobachten[1]). Durch diese zweite Aufwölbung wurde auch naturgemäß die ältere periklinale Lagerung des Eocäns um den West Peak entsprechend modifiziert, d. h. nach der dem East Peak zugewendeten Seite vermindert. All diese von einem zentralen Punkt ausstrahlenden Schichtstörungen der sonst im weiten Umkreis ungestörten[2]) und bruchlosen, fast horizontalen Kreide- und Tertiärschichten, weisen so auffällig auf die rein vulkanische Natur dieser Aufwölbungen hin, daß Hills[3]) selbst in seinen Begleitworten zur Karte nachdrücklich hervorhebt, daß hier die vulkanischen Kräfte die bestimmenden und markanten Züge im Bau des Gebietes geschaffen haben,

---

[1]) Es sei besonders darauf hingewiesen, daß dieses Profil in keiner Weise schematisiert ist, sondern die Lagerungsverhältnisse der Schichten in der Weise wiedergibt, wie sie sich aus der im Maßstab 1 : 125000 veröffentlichten Karte ablesen lassen.

[2]) Abgesehen von einigen anderen ebenfalls lakkolithischen, kreisrunden Störungszentren hauptsächlich im Westen.

[3]) Hills: a. a. O.

nicht die tektonischen. Da es sich aber hier um eruptive Vorgänge handelt, haben wir an diesem Beispiel einen reinen Erhebungskrater vor uns, ein Eruptionszentrum in engstem Zusammenhang mit gewaltigen intrusiven Kernen. Aber trotzdem tritt gerade hier die Beeinflussung der Sedimente durch die Eruption klar hervor. Dieses Beispiel schließt in seiner genannten doppelten Eigenschaft die Kette zwischen den rein intrusiven Vorgängen der Lakkolithe und den rein extrusiven der Vulkane bzw. Erhebungskratere[1]).

Die eruptiven Kanäle des Magmas verhielten sich in ihrer Wirkung auf die Sedimente genau analog den intrusiven Kernen: Sie veränderten dieselben am Kontakt und bogen sie periklinal um bedeutende Beträge nach oben, ohne daß hierbei tektonische Faktoren in Betracht gekommen wären.

Dieses Beispiel führt uns hinüber zu den **Erhebungskrateren**. Auch hier sei es mir gestattet, zunächst einen Blick auf die Literatur zu werfen, bevor ich zur Mitteilung meiner eigenen Beobachtungen schreite. — Aus der neueren Literatur kenne ich nur eine Arbeit von VOLZ, die sich klar und unzweideutig in diesem Sinne äußert. Auf sie werde ich sogleich zurückkommen, doch möchte ich erst einige Beispiele, die mir aus kartographischen Darstellungen bekannt sind, erwähnen[2]).

---

[1]) Nach BUCH sind die Erhebungskratere keineswegs notwendig mit eruptiver Tätigkeit verbunden, z. B. Palma. Diese ist hierfür vielmehr eine nebensächliche Erscheinung und führt zu den Vulkanen hinüber.

[2]) Ich nehme hier absichtlich Abstand davon, die allgemein bekannten späteren Hebungen, die aus zahlreichen vulkanischen Gebieten bekannt sind, und die oftmals Tuffe mit marinen Fossilien über den Meeresspiegel erhoben haben (Süditalien), zu erwähnen, da ihre Beziehungen zu den allgemeinen Hebungen der Küste einerseits und ihr Einfluß auf die benachbarten Sedimente andererseits noch zu wenig bekannt sind, um jetzt schon auf die hier dargelegten Ideen bedeutungsvolles Licht werfen zu können. Ich lasse vielmehr absichtlich alle unklaren und hypothetischen Verhältnisse nach Möglichkeit beiseite und beschränke mich hier auf die Mitteilung einiger weniger, aber unantastbarer Tatsachen.

Aus dem gleichen Grunde lasse ich auch d'e zahlreichen bekannten Hebungen, oft großer einzelner Schollen, unerwähnt, die der Schmelzfluß in der Tiefe losgerissen und emporgetragen haben muß. Es sei mir nur in dieser Anmerkung gestattet, auf die Existenz solcher Vorkommnisse zu verweisen. Vergleiche hierüber z. B. die am Kontakt veränderte tithonische Scholle von Fontana Fredda in den Euganeen (SÜSS, Antlitz der Erde I. S. 195) oder die gewaltige Juraschol1e des Kaiserstuhlvulkans im Breisgau (H. RECK: Die kainozoischen Vulkane Deutschlands und unsere Vulkantheorien. Naturwissensch. Wochenschrift 1908, Nr. 49; ferner KNOP: Der Kaiserstuhl im Breisgau, und GRÄFF: Zur Geologie des Kaiserstuhlgebirges).

In der großen flachen Carbonmulde Südschottlands, die wieder in sich selbst mehrfach gefältelt ist, treten carbone Vulkane nach GEIKIES[1]) Schilderung in typischer Weise unabhängig von der Tektonik auf; um so merkwürdiger berührt daher die Tatsache bei einer Durchsicht der zahlreichen von ihm publizierten Profile, daß eine große Zahl derselben eine deutliche Emporwölbung der Sedimente mit den konkordant eingelagerten Tufflagen rechts und links des eruptiven Schlotes erkennen läßt. Man könnte sonach höchstens annehmen, daß alle diese Vulkane auf Antiklinalen lägen, wenn man eine Emporhebung der Schichten durch das Magma nicht zugeben will. Dies wäre allerdings eine Parallelerscheinung zu der schon erwähnten Lageverteilung anderer Vulkanketten und zonar angeordneter Lakkolithberge und mag für manche Fälle zutreffen. Immerhin hat diese Annahme, wenigstens auf alle hier in Betracht kommenden Fälle angewandt, wenig Wahrscheinlichkeit, weil einerseits gerade von diesen Vulkanen die Unabhängigkeit von der Tektonik von GEIKIE und den Geologen der schottischen Survey ausdrücklich betont wird, andererseits gibt GEIKIE auch Profile aus benachbarten Gebieten in O—W sowohl wie in N—S-Orientierung (leider sind jedoch nicht alle Profile orientiert!), die genau analoge Verhältnisse aufweisen. Diese Erscheinungen werden in ihrer Bedeutung keineswegs beeinträchtigt durch die besonders GEIKIE aufgefallene Eigentümlichkeit des Einsinkens der Schichten gegen den Vulkanschlot, das stets nur in dessen unmittelbarer Nachbarschaft stattfindet — eine Erscheinung, der wir hauptsächlich die zahlreichen Profile durch diese „necks" verdanken[2]). Dies sind offenbar nur nachträgliche posteruptive Nachsackungen in den Vulkanschlot hinein, während die Erhebung der umgebenden Schichten einen viel bedeutenderen Umkreis erfaßt und regelmäßiger ist.

Nach diesen Darlegungen scheint es mir sehr wahrscheinlich, daß wenigstens manche dieser necks Erhebungskratere darstellen, mit periklinal um den Eruptionskanal auf-

---

[1]) A. GEIKIE: Textbook of Geology. London 1885. S. 544. „As a rule they seem to be independant of the structure of the crust, through which they rise."

[2]) Ich möchte als Beispiele von necks mit aufgerichteten seitlichen Schichten nennen: Binn of Burntisland, Largo Law, Saline Hill, Hill of Beath, Arthurs Seat, u. a. m.

Vergleiche hierzu: A. GEIKIE: The Scenery of Scotland. London 1901; derselbe: Ancient Volcanoes of Great Britain I. London 1897; derselbe: On the carboniferous volcanic rocks of the basin of the Firth of Forth. Transact. Roy. Geolog. Soc. Edinborough 1879.

gewölbten Schichten. Leider kann ich diese Vermutung nicht mit Exaktheit beweisen, da mir das hierzu nötige Detailkartenmaterial fehlt, und ich andererseits leider bei meiner Bereisung Schottlands im Jahre 1905 diese Lagerungsverhältnisse in den Kreis meiner geologischen Untersuchungen einzubeziehen versäumt habe[1]). —

Ich wende mich daher einem anderen vulkanischen Gebiete zu, in dem diese Erscheinungen aus den vorliegenden Karten sich ohne Zweifel als notwendig ergeben. Zunächst Java. Von dort verdanken wir den vorzüglichen Kartierungen von VERBEEK und FENNEMA[2]) die Kenntnis einiger Vulkane, die als vulkanische Erhebungen anzusprechen sind.

Ein Beispiel zeigt Ihnen das beigegebene Kärtchen[3]). Die Schichten des jüngeren Miocäns, die leicht gegen die Küste zu einfallen, sind hell gelassen. Der dunkle Kern der Karte stellt einen Eruptivschlot dar, der mit Pyroxenandesit erfüllt ist; zwischen ihn und das jüngere Miocän schiebt sich ein Kranz älteren Miocäns ein, das den Kern von allen Seiten umschließt, ein Lagerungsverhältnis, das nur durch die vulkanische, emportreibende Kraft des zentralen Kernes erklärt werden kann. Diese Tatsache bleibt auch dann zu Recht bestehen, wenn dieser Vulkankern mit seinem sedimentären Schichtenkranz nur einen Teil einer Antiklinale bildet, wie dies hier tatsächlich der Fall zu sein scheint, da zwei gleichartige Vorkommnisse von Pyroxenandesit in einer Reihe nach NO sich anschließen. Diese beiden Vorkommnisse liegen völlig im älteren Miocän, das südliche nahe an der Überlagerungsgrenze desselben vom jüngeren Miocän; dort hat dasselbe eine deutliche Ausbuchtung der angedeuteten flachen Antiklinale, d. h. eine lokale Aufwölbung derselben, bedingt. —

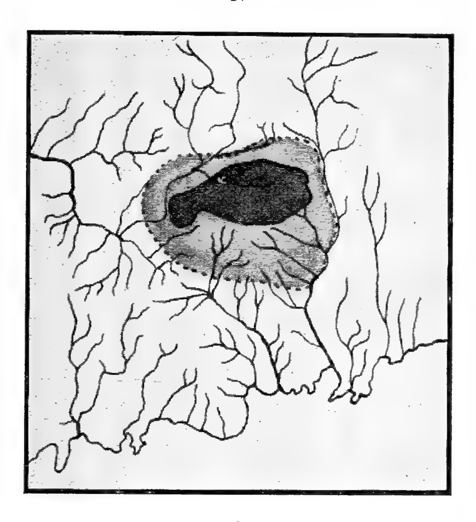
---

[1]) Nicht unerwähnt möchte ich lassen, daß A. GEIKIE in seiner: „History of Volcanic Action during the Tertiary Period in the British Isles“ (Transactions, Vol. XXXV, Part II) einige Beispiele gibt, welche die Lakkolithen eigentümliche Aufwölbung der überlastenden Sedimente auch bei unter der Oberfläche stecken gebliebenen Gängen deutlich erkennen läßt. So zeigt der Cleveland Dyke in einem Steinbruch bei Cockfield nicht nur schwache metamorphe Einflüsse auf das Nachbargestein an, sondern die Carbonschichten sind über dem Kopfe des Ganges emporgewölbt. Ähnlich verhält sich der Cleveland Dyke bei Ayton, wo er jurassische Schichten über seinem Kopf emporwölbt (vergl. E. BARROW: Memoirs of the geolog Survey, Geology of Cleveland).

[2]) VERBEEK und FENNEMA: Description geologique de Java et Madoura (mit Atlas), Amsterdam 1896.

[3]) Von Kartenblatt C VII, D VII der großen geolog. Karte von Java kopiert.

Es sei nebenbei erwähnt, daß ich trotz der deutlichen Reihenordnung dieser drei Andesitvorkommen weder auf der Karte noch im erklärenden Text eine Andeutung oder Erwähnung einer Spalte gefunden habe; ich vermute lediglich nach den Angaben auf der Karte die Lage der Vulkane auf einer Antiklinalen. Aber selbst das Vorhandensein einer Spalte würde meinen Schluß nicht beeinträchtigen, daß hier das Magma die Ursache der lokalen rundlichen Aufwölbungen des Geländes war, keineswegs die Tektonik. Auf letztere ist möglicherweise eine flache Antiklinale zurückzuführen (oder



Hell: Jüngeres Miocän. Mittel: Älteres Miocän. Dunkel: Pyroxenandesit.

Fig. 5.

Eine vulkanische Erhebung an der Südküste von Java. 1 : 200000.

sollte erst das empordringende Magma diese Antiklinale geschaffen haben?), die jedenfalls durch den Aufstieg des Magmas lokal modifiziert, d. h. ausgebuchtet, bzw. emporgewölbt wurde[1]).

[1]) Es sei hier auch erwähnt, daß unter gleichen Lagerungsverhältnissen an einer anderen Stelle nahe der Südküste von Java (Geolog. Karte, Blatt D VIII) der Schmelzfluß nicht zum Durchbruch kam, sondern lediglich eine kuppenförmige Aufwölbung der überlagernden Schichten bewirkte. Als Resultat der Denudation sehen wir

Die Lage der Vulkane auf Antiklinalen ist für ganz Java sehr bezeichnend. Hier möchte ich jedoch nur noch ein Beispiel einer vulkanischen Erhebung anführen, die offenbar in keinerlei Zusammenhang mit der Tektonik des Gebietes steht.

Es folgen an der Nordküste drei große erloschene Andesitvulkane hintereinander in südlicher Richtung. Die Größe derselben nimmt nach Süden zu ab. Der nördlichste, der Ngargopoero ist der gewaltigste; es sind noch Reste seines Kraters vorhanden. Zwischen ihm und dem Poetjak, der nach Süden unmittelbar sich anschließt, ist nach VERBEEK[1]) eine kleine Mulde tertiären Gesteins aufgeschlossen. Es scheint mir jedoch wahrscheinlicher, daß es sich hier nicht um eine Einmuldung einer wurzellosen Scholle, sondern um ein in die Tiefe setzendes Stück Tertiär handele. Jedenfalls aber liegt dieser kleine tertiäre Schichtkomplex, der auf allen Seiten von Eruptivgestein umgeben ist, in einem auffallend viel höheren Niveau als die gleichalterigen Schichten der unmittelbaren Vulkanumgebung. Ich kann den Grund dieser Niveauverschiebungen nur in der vulkanischen Hebung dieses Gebirgsstückes sehen, da eine so starke tektonische Aufwölbung in dieser Gegend gänzlich überraschend wäre. — Die den Vulkanen angelagerten Schichten liegen nämlich durchweg flach, bis auf eine breite Antikline, die, von Osten heranlaufend, gegen das Vulkanmassiv zu sich verliert. Noch rätselhafter aber gestalten sich die Lagerungsverhältnisse bei dem kleinsten und südlichsten dieser Vulkane, dem Boetak, ohne die Zuhilfenahme vulkanischer Kräfte. — Dort müssen sie auch VERBEEK, der an eine vulkanische Hebung nicht gedacht zu haben scheint — wenigstens die Möglichkeit einer solchen nirgends erwähnt —, aufgefallen sein, denn er trug glücklicherweise auf einen großen Teil der Umgebung des Berges die Fallzeichen der Schichten ein. Diese Fallzeichen umfassen einen Winkel von ca. 200° und fallen sämtlich radial vom Berge weg. Es ist dies, zumal bei der schon vorher erwähnten Tektonik des Gebietes, ein deutlicher Beweis der periklinalen Hebung der

---

ein der oben gegebenen Karte ganz ähnliches Bild auf der Karte vor uns. Das umlagernde flache Miocän wird von einem runden Fleck älteren Miocäns unterbrochen, dem allerdings der zentrale vulkanische Kern noch fehlt, da derselbe noch nicht bloßgelegt ist. Auch hier also wieder eine kreisrunde, gehobene Geländeform, die sich nach tektonischen Prinzipien nicht erklären läßt, sondern vulkanische Kräfte voraussetzt. Zudem tritt diese Kuppe offenbar in völlig selbständiger Lagerung auf; wenigstens ist in ihrer Umgebung von Spalten und Antiklinalen nichts zu beobachten.

[1]) Geolog. Karte von Java und Madoura. Blatt B VII.

Sedimente durch den Vulkanberg selbst. Der Vulkan Boetak stellt also einen echten Erhebungskrater dar. —

Ich komme nun noch auf das Vulkangebiet von Borneo zu sprechen. HOOZE[1]) war es bei seinen Untersuchungen nicht entgangen, daß die eocänen Schichten um die Eruptionspunkte häufig aufgerichtet waren, jedoch suchte er den Grund hierfür hauptsächlich in der Anlagerung des Eocäns an die Eruptivgesteine. Die Unmöglichkeit dieser Annahme hat VOLZ[2]) hervorgehoben und gleichzeitig darauf hingewiesen, daß eine befriedigende und alle Verhältnisse berücksichtigende Erklärung nur durch eine vulkanische Hebung gegeben werden könne. HOOZE selbst scheint schon gelegentlich den Gedanken vulkanischer Einflüsse auf die Hebung gehabt zu haben, wie mir aus einigen von VOLZ zitierten Stellen hervorzugehen scheint. Er schreibt: „Bei dieser Hebung . . . bildete die Linie, wo die großen Tiefen in der Makassarstraße beginnen, wieder die Hauptdrehungsachse . . . Sicher fanden partielle und lokale Drehungen um andere Achsen und Durchbrüche von jüngeren Eruptivgesteinen statt.“ An einer anderen Stelle spricht er sich ähnlich aus: „Die Tatsache, daß auf einigen Punkten die Lagen vertikal, ja selbst überkippt sind, kann allein durch starke Faltungen, vermutlich, obschon nicht absolut notwendig, zusammen mit Eruptionen nach oder während der Absetzung der eocänen Formation erklärt werden.“

Jedenfalls liegt in diesen Worten eine bedeutende Unterschätzung der vulkanischen Einflüsse auf den tektonischen Bau der Insel. Diese erkannte als erster VOLZ in ihrer ganzen Bedeutung. Er betonte an der Hand von Profilen und Kartenskizzen scharf die Unmöglichkeit der Schichtaufwölbungen im Anschluß an die Tektonik und zeigte die enge Anschmiegung der Fallrichtungen der Eocänschichten an die Diabaszüge der Insel, deren hebende und aufwölbende Beeinflussung er darlegte. — Wenn es sich hierbei vermutlich auch um Massenergüsse über Spalten handelt, so ist damit doch das Entstehungsprinzip, wenn auch nicht die äußere Form eines Erhebungskraters gegeben, denn die aktive Kraft des Magmas betätigte sich in offenkundiger Weise durch die Aufwölbung der Sedimente im Umkreis der Eruptionsspalte. —

---

[1]) HOOZE: Jaarboek van het Mijnzwezen van Nederlandsch Ost-Indie 1883 II.

[2]) W. VOLZ: Die Insel Palo Laut bei SO-Borneo als Beispiel einer Hebung durch einen Massenerguß. N. Jahrb. Min, Beil.-Bd. XX, 1905.

VOLZ kommt nun freilich zu dem Resultat, daß nur große Masseneruptionen unter geeigneten Umständen imstande seien, lokale Hebungen und Dislozierungen zu verursachen. Ich werde nunmehr an der Hand meiner Beobachtungen auf Island zu zeigen versuchen, daß dazu keineswegs große vulkanische Massen notwendig sind, sondern daß schon Vulkanembryonen imstande sind, dieselben Erscheinungen hervorzurufen. —

Wie bei den Vulkanen, so haben wir auch bei den vulkanischen Erhebungsgebilden die große Zweiteilung der von Spalten abhängigen und der von Spalten unabhängigen Bildungen zu unterscheiden.

Ich möchte Ihnen von jedem dieser Typen ein Beispiel vorführen. —

Zwei auf einer der größten offenkundigen Vulkanspalten Islands gelegene erhebungskraterähnliche Gebilde finden wir in der Gegend von Laki (südl. Island, am W-Rande des Vatna Jökull). Diese Kratere liegen in der Reihe der vulkanischen Bildungen der gewaltigen Spalteneruption von 1783, wobei auch sie entstanden sind. Eine eingehende Schilderung dieser Gegend wie auch der Eruption selbst habe ich in meinen schon erwähnten „Isländischen Masseneruptionen" gegeben; ich beschränke mich daher hier auf die Beschreibung der beiden in Betracht kommenden Punkte.

Die Unterlage dieser Spalteneruption besteht aus Palagonittuff, der fast allenthalben unter den Massenergüssen der Eruption verdeckt ist und nur an wenigen Punkten der Spalte (Berg Laki, östliche und westliche Vorhügel desselben) hervortritt. Gerade im Zentrum der östlichen Spaltenhälfte, im Zentrum stärkster eruptiver Kraftentfaltung, tritt, scharf kontrastierend gegen die Umgebung sowie auch gegen die übrigen über oder an der Spalte aufgebauten Bildungen der Eruption, ein langgestrecktes, fast explosionsgrabenähnliches Gebilde hervor. Dasselbe fällt mit steilen Wänden gegen das Innere ab, während nach außen der mit Lapillis und Schlacken besäte Hang flach zur Ebene hinabstreicht und sich schließlich unter der Lava verliert. Dieser Hang besteht in seiner Unterlage aus anstehendem Gestein; denn er kontrastiert vor allem schon durch seine flache Neigung von allen anderen vulkanischen losen Bildungen in der Umgebung der Spalte und kann daher unmöglich aus losen Aufschüttungen aufgebaut sein. Ein Blick in den Krater bestätigt dies vollkommen. Man sieht an den steilen Innenwänden, an denen die Schlacken meist abgerutscht sind, den Tuff der Unterlage frei zutage treten. Noch dazu

läßt derselbe stellenweise eine Art Schichtung erkennen, die ein deutliches Fallen nach außen anzeigt. Das Profil, Fig. 6, veranschaulicht diese Verhältnisse. Hier ist die Emporhebung der Schichten selbstredend nur auf die Wirkung der Eruption selbst zurückzuführen; doch ist die Aufrichtung hier entsprechend der Spaltennatur des Gebildes keine periklinale, sondern eine antiklinale, eine Aufwölbung zu beiden Seiten der zu einem Lavasee erweiterten Lakispalte, die gerade an dieser Stelle keine Lavamassen ergossen hat.

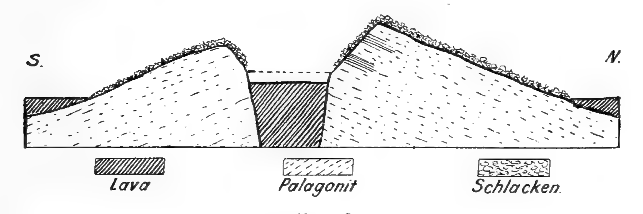


Fig. 6.
Schematisches Profil einer vulkanischen Erhebung an der Lakispalte (Island).

Sehr schön veranschaulicht diese Verhältnisse die von SAPPER[1]) veröffentlichte Karte eines Teiles der Spalte. Allerdings sehen wir dort die Heraushebung des Tuffuntergrundes aus dem rezenten Lavafeld auf eine beträchtliche Erstreckung des Spaltenverlaufes hin. Ich konnte dieselbe nur an dem explosionsgrabenartigen Gebilde am O-Ende seiner Karte beobachten, nicht aber auch auf der Strecke nach W gegen den Berg Laki zu — an jener Stelle im Osten aber in klarster und unzweideutigster Weise. —

Ein völliges Analogon zu diesem vulkanisch erhobenen Gebilde tritt auch im Eruptionszentrum der westlichen Spaltenhälfte auf, das ich bei der vollkommenen Gleichartigkeit der Erscheinung nicht näher zu beschreiben brauche. —

Als Resultat dieser Schilderung ergibt sich, daß der Schmelzfluß auch bei Spalteneruptionen befähigt ist, an den Stellen stärkster eruptiver Kraftentfaltung den Untergrund zu dislozieren und eigenmächtig emporzuheben.

Wenden wir uns nun noch kurz dem zentralisländischen Hochplateau zu. Dort erhebt sich aus einer viele Quadrat-

---

[1]) SAPPER: Über einige isländische Vulkanspalten und Vulkanreihen. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XXVI, 1908.

meilen großen, völlig flachen Ebene ein auffallender, steilwandiger, runder Berg, Hrossaborg genannt. (Fig. 7.)

Ich habe den Berg umgangen und erstiegen und konnte keinerlei Zusammenhang desselben mit einer Spalte konstatieren. Die nächsten großen Vulkanspalten und Verwerfungslinien lagen einige Kilometer nach Osten oder Westen. In der Umgebung des Berges fand ich nur einige unbedeutende Erdbebenspalten, wie sie in ungeheurer Anzahl das ganze Plateau durchziehen, ohne Einfluß auf die vulkanischen Erscheinungen zu gewinnen.



Fig. 7.
Das Landschaftsbild des Erhebungskraters Hrossaborg, Zentral-Island.
(Im Hintergrunde Herdubreid und Dyngjufjöll.)

(Nach photographischer Originalaufnahme gezeichnet.)

Es sind dies offenbar nur Oberflächenerscheinungen, zum großen Teil nachweislich mit und nach den Eruptionen der nächstgelegenen Ausbruchstellen entstanden. — Aber gerade in der unmittelbarsten Umgebung des Berges fand ich nicht einmal diese.

Für diesen Vulkan, denn ein solcher ist der Berg, ist also die Lage auf einer Spalte nicht nachweisbar; da er noch dazu als einzige markante Erscheinung auf einem weiten, ebenen Plateau auftritt und also auch aus seiner Umgebung sich keinerlei Hinweis auf eine Abhängigkeit desselben von einer tieferliegenden Spalte erkennen läßt, nehme ich an, daß es sich hier um einen selbständigen, ohne Spalte entstandenen Vulkan handelt. Dafür spricht nicht zum mindesten sein Aufbau und seine Natur. Er stellt nämlich ein Gasmaar dar, einen Vulkanembryo von recht bedeutenden Dimensionen. Aber gerade solche Gasmaare pflegen mit Vorliebe in Unabhängigkeit von Spalten aufzutreten.

Blicken wir nach dem Aufstieg über die steilen Außenwände, die in zahlreiche einzelne Schollen zerlegt sind, in das Innere des Kraters hinab, so sehen wir in ca. 40 m Tiefe einen ebenen, sandverwehten Kraterboden im Niveau der äußeren Umgebung des Vulkanberges. Derselbe ist noch sehr jung, wie seine frischen Formen zwingend beweisen, die gerade hier auf dem exponierten Hochlande einer besonders raschen Denudation bzw. Deflation ausgesetzt sind. So lag auch der Kraterboden vor einigen Jahren noch wesentlich tiefer, wie mir ein



Fig. 8.
Die Westseite der Hrossaborg.
(Nach photographischer Originalaufnahme gezeichnet.)

isländischer Bauer versicherte, da die Leute damals durch die einzige im Osten gelegene Unterbrechung des Kraterwalles ihre Schafe in den Kessel hinabtrieben. Die Eingangsstelle aber bildete eine Barriere, die man mit einigen Brettern den Schafen leicht unzugänglich machen konnte, so daß der Krater als Schafstall sehr beliebt war. Man darf das Maß der Kraterauffüllung aber deshalb nicht überschätzen; denn jedenfalls wurde ihrerseits auch die abschließende Barriere durch Deflation seither stark erniedrigt. Doch scheint die Tatsache festzustehen, daß in unmittelbarer Folge der Eruption der Kraterboden tiefer lag als das Niveau der umgebenden Ebene.

Die auffallende Erscheinung dieses Vulkans, dessen Krater, am oberen Rande des Kraterwalles gemessen, einen Durch-

messer von etwa 800 m haben mag[1]) [diese Zahl beruht auf Schätzung], liegt jedoch im Bau dieses Walles. Auf der Oberfläche zerstreut liegen auf seiner Höhe wie an seinen Gehängen, besonders nach außen hin, und ebenso auf dem Vorlande in der Umgebung des Berges zahlreiche und oft sehr ansehnliche kantige Bruchstücke einer hellen, älteren, doleritischen Lava, wie sie im ganzen umgebenden Gebiet unter einer dünnen Schicht von Flugsand ansteht, soweit nicht rezente Ergüsse sie lokal überschüttet haben. Unter dieser Lava, die hier meist nur wenig mächtig ist, folgt normalerweise Palagonittuff. Diese normale Lagerung zeigte sich an verschiedenen durch Erdbebenspalten gebildeten kleinen Verwerfungen und Spalten in der weiteren Umgebung des Berges auch für diese zutreffend.

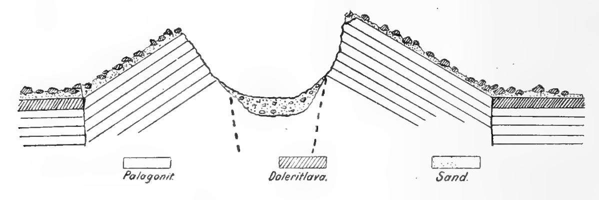


Fig. 9.
Schematisches Profil des Erhebungskraters Hrossaborg, Zentral-Island.

Dabei fand ich stets Tuff und Lava horizontal gelagert, wie ja Faltungen diesem Gebiet überhaupt fremd sind. Ganz entsprechend lagen auch die Doleritblöcke der Gehänge des Kraterwalles (von einer eigentlichen Doleritdecke konnte an keiner Stelle mehr die Rede sein) auf dem Palagonit, der die Hauptmasse der Umwallung ausmacht. Aber der deutlich geschichtete Palagonit war an keiner Stelle mehr horizontal gelagert. Die eine Stelle, an der der Kraterwall unterbrochen ist, habe ich schon erwähnt; an allen anderen Stellen fällt der Palagonittuff, in einzelne große Schollen zerbrochen, periklinal vom Eruptionszentrum mit Winkeln von durch-

[1]) Diese Größenverhältnisse mögen darauf hinweisen, daß die Hrossaborg keineswegs als sekundäres, oberflächliches Explosionsprodukt gedeutet werden darf. Dagegen spricht auch die Selbständigkeit ihrer Lage und ihre Unabhängigkeit von jeglicher anderen vulkanischen Bildung. Da aber der Sitz des eruptionsfähigen Magmas für Island keinesfalls unter 4000 m Tiefe angenommen werden darf (vgl. hierüber v. Knebel: Über Lavavulkane auf Island. Diese Zeitschr. 1906), so haben die hier emporgedrungenen Gase den Widerstand einer Gesteinsschicht von mindestens dieser Mächtigkeit eigenmächtig zu überwinden vermocht.

schnittlich ca. 15—30° nach außen. Nur noch eine Stelle macht eine Ausnahme. Auf der Westseite der Umwallung, welche die nach Photographien hergestellte Zeichnung wiedergibt, ist eine Scholle mit entgegengesetztem Fallen zu beobachten. Ob dieselbe überkippt oder nur zum Krater hin zurückgesunken ist, mag dahingestellt bleiben.

Vulkanisches Material findet sich in der ganzen Umgebung des Kraters auch nicht in Spuren, ebensowenig fremdartige Gesteinsauswürflinge des tieferen Untergrundes (Basalt). Lediglich die großen Stücke heller Doleritlava, die Reste der einstigen in die Luft gesprengten Doleritlavadecke des Palagonits, liegen, mit Palagonitstücken vermischt, auf der Oberfläche umher. Es ist wohl klar, daß diese Trümmermassen sich nur aus der durch einen Gasausbruch zersprengten Decke der überlastenden Schichten herleiten lassen. Die Fig. 9 möge diese Angaben veranschaulichen.

Diese Verhältnisse führen uns zu dem **Resultat:**

1. Die spaltenlos erfolgte Explosion des Berges Hrossaborg, die dabei erfolgte periklinale Aufrichtung der Schichten des Untergrundes um den zentralen Mittelpunkt, die radiale Zerreißung dieser Schichten in einzelne große Schollen vereinigen sich zu dem Bilde eines typischen Erhebungskraters in ganz der Art, wie LEOPOLD VON BUCH ihn sich vorstellte.

2. Die Hrossaborg ist somit ebenso wie die erhebungskraterähnlichen Gebilde der Lakispalte nicht nur eine glänzende Bestätigung der Theorie, die das selbständige Wirken des Vulkanismus aus den Lageverhältnissen der Vulkane zu Spalten ableitet, sondern auch ein selbständiger Beweis für die Vorstellung der aktiven Beeinflussung und Umformung der Lagerung der die Eruptionsstellen umgebenden Gesteinsschichten durch die selbständige Kraft des Magmas.

3. Ein Vergleich der geologischen Verhältnisse an der Hrossaborg mit denen der Lakispalte aber lehrt ferner die selbständig hebende Kraft des Vulkanismus in vollster Unabhängigkeit von der Spaltenfrage der Vulkane selbst. Dies gilt aber nicht nur für die Hebungserscheinungen der Vulkane an der Erdoberfläche, sondern ebensowohl für die Hebungen lakkolithischer Intrusionen, die nichts weiter als steckengebliebene Vulkane und mit diesen durch zahlreiche Übergänge verbunden sind. Doch findet eine

Aufwölbung der Schichten durch die vulkanischen Kräfte nur unter ganz bestimmten Bedingungen statt, die zu erörtern über den Rahmen dieses Vortrages hinausgeht. Jedenfalls aber wird durch die isländischen Vorkommnisse wie auch durch andere Beispiele aufs klarste gezeigt, daß sie keinesfalls an die Eruption großer Massen gebunden sind.

4. Sowohl die aus Island von mir beschriebenen wie auch die aus der Literatur angeführten Beispiele zeigen endlich, daß stets der geologische Bau einer, wenn auch meist nur kleinen Gebirgserhebung mit rundlicher Basis nicht durch die Tektonik, sondern ausschließlich durch vulkanische Kraftentfaltung bedingt wird.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren SCHEIBE, UHLIG, FINCKH und der Vortragende.

Herr **R. LACHMANN** sprach über **die Natur des Everdingschen deszendenten Hauptsalzkonglomerats.**

Gegen die EVERDINGsche Deutung des konglomeratischen Carnallits, des Hauptvertreters der Kalisalze auf unseren permischen Salzlagerstätten, als „deszendente“, vor Ablagerung des Salztons auf mechanischem Wege umgelagerte Gerölle eines ursprünglich bankigen carnallitischen Mutterlagers (Hauptsalz)[1]), wie gegen die Auffassung von der allochthonen Natur der Kalilager überhaupt lassen sich folgende Einwendungen erheben:

1. Wenn die fraglichen Carnallite durch Erosionstransport fertig gebildeter Hauptsalzlager entstanden wären, so müßten auch aus deren Liegendem sich Konglomerate gebildet haben, um so eher, als das schwerer lösliche Steinsalz von Transportwässern weniger leicht angegriffen und in Lösung fortgeführt werden kann. Das gänzliche Fehlen von reinen Steinsalzkonglomeraten bei uns in Norddeutschland spricht gegen die Möglichkeit jeglicher interpermischen Erosionstransporte.

2. Werden Mischungen von leicht und schwer löslichen Salzen, wie sie die Hauptsalzlager darstellen, erodiert und transportiert, so nehmen die schwerer löslichen Salze auf Kosten der leichter löslichen zu, sei es durch Fortlösen der letzteren, sei es durch Einstreuen von Erosionsschotter aus dem

[1]) Zur Geologie der deutschen Zechsteinsalze. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. Neue Folge **52**, 1907, Kap. 8 u. 9.

Steinsalzliegenden in die „deszendenten“ Konglomeratmassen. Tatsächlich ist aber der Durchschnittsgehalt an Carnallit bei den angeblich transportierten Konglomeraten um einige Prozent höher als derjenige der Mutterlager.

3. Die Konglomerate sind in der Regel nicht etwa diskordant, sondern konkordant dem Liegenden aufgelagert. Gar häufig beobachtet man, daß die Konglomeratmassen durch allmächlihe Übergänge mit dem Liegenden verbunden sind. Auf „Beienrode“ und auch anderswo ist zwischen liegendem Steinsalz und carnallitischem Konglomerat eine Übergangszone zwischengelagert, in welcher zuerst kompakte Steinsalzbänke mit dünnen Schnüren von kieseritischem Carnallit wechsellagern, weiter im Hangenden hier und da Steinsalzbänkchen im Streichen durch Carnallit verdrängt erscheinen, wobei sich die Steinsalzbänkchen aber noch ganz gut verfolgen lassen, und schließlich nur noch Bröckchen und typische Blöcke von Steinsalz und Kieserit in der carnallitischen Grundmasse hervortreten. Der EVERDINGsche Begriff des „metamorphen Grenzsalzes“ (S. 93 f.) kommt hier um deswillen nicht in Betracht, weil naturgemäß nur Transportlaugen mit höherer oder höchstens gleicher Tension ihre Unterlage anätzen können. Auch EVERDING führt nur Fälle für „Grenzzonen“ an, wo Steinsalz auf Steinsalz oder auf Hauptsalz, oder aber Hartsalz auf Hauptsalz lagert.

Ferner wird viel beobachtet, daß der liegende Teil sehr mächtiger Carnallitmassen mit konglomeratischem Gefüge vorwiegend durch Steinsalz und Kieserit, der hangende durch Salzton und Anhydrit verunreinigt ist. Derart erscheint z. B. auf „Siegfried I“ das Konglomerat gleichsam organisch mit seinem Liegenden und seinem Hangenden verwachsen. Vielfach macht man endlich die Erfahrung, daß der Chlorkaliumgehalt der Konglomeratmassen nach dem Hangenden zu sich steigert.

4. Wäre der konglomeratische Carnallit durch Zerstörung von Mutterlagern entstanden, so müßte das Prozentverhältnis in der Gesamtheit unserer Kalilagerstätten etwa das folgende sein: einen aliquoten Teil, etwa 60 Proz., macht das normale Mutterlager aus, 20 Proz. sind durch Erosion zerstört, so daß der Salzton direkt auf dem älteren Steinsalz liegt, und 20 Proz. der Fläche sind durch Transportgerölle beschottert. Statt dessen beobachten wir das pure Steinsalz unter dem Salzton so gut wie gar nicht, es sei denn, daß spätere Auflösungen durch Grundwasser stattgefunden haben, oder daß überhaupt dort keine Kalisalze ausgefällt sind. Dies läßt sich allerdings nicht

immer sicher feststellen, weil solche Gebiete naturgemäß vom Bergbau gemieden werden. Jedenfalls kommt das normale Mutterlager nur bei Staßfurt vor, und die Fläche, welche es im Verhältnis bedeckt, ist wohl mit 1 v. H. noch zu hoch angeschlagen. Die übrigen 99 Proz., abgesehen von den fraglichen kalifreien Flächen, werden von Hartsalzen und überwiegend von Konglomeraten bedeckt, „Deszendenzbildung" also, von denen man nicht recht angeben kann, woher sie gekommen sein mögen.

5. Auch der Transportvorgang selbst ist schwer vorstellbar. Die Konglomerate enthalten Blöcke von einer Größe, daß sie nur durch reißende Wildbäche transportabel wären. Zum mindesten müßten sehr beträchtliche Niveauverschiedenheiten, also Hebungen, ihrer Ausbildung vorangegangen sein. Die normale Ausbildung wäre aber dann: auf den Höhen: Steinsalz, später durch Salzton bedeckt, andererseits in den Niederungen: unten Steinsalz, dann Mutterlager, dann Konglomerate. Dies letztere normale Profil kommt m. W. überhaupt nicht vor. Um die gewöhnliche Lagerung: Konglomerate direkt auf Steinsalz, zu erzielen, müßten dann nochmals sich die Niederungen gehoben und die Höhen sich gesenkt haben, so daß nun wieder die Konglomerate auf das erodierte Steinsalz hinübergeschwemmt werden. Daß dies überall eingetreten ist, dürfte zu den geologischen Unmöglichkeiten gehören. Mindestens ebenso unwahrscheinlich ist, daß bei dieser zweimaligen Erosion der Schnitt immer gerade die Grenze von Kalilager und liegendem Steinsalz einhielt, so daß die Ausbildung von Steinsalzschottern und die Herabsetzung des Chlorkaliumgehalts verhindert wurde.

EVERDING deutet zur Erklärung das Eintreten katastrophaler Meereseinbrüche über die OCHSENIUSsche Barre an. Dann wäre ein allmähliches Ansteigen des Grundwasserspiegels (Grundlaugenspiegels) diesseits der in diesem Falle als Deich wirkenden Barre vorausgegangen, und die Fluten könnten nach Beobachtungen an Deichbrüchen nur in unmittelbarer Nähe der Durchbruchstelle erodierend wirken. Daß sie noch in Hunderten von Kilometern Entfernung von der Barre nicht nur 50 m tief die carnallitischen Salzsedimente abheben, sondern auch zu Konglomeraten abrollen und weitfort wieder absetzen konnten, widerspricht jeder sonstigen geologischen Erfahrung selbst bei den gewaltigsten Abrasionen.

Süßwassereinbrüche in Kalisalzbergwerken pflegen sich dadurch kenntlich zu machen, daß die Stöße an Strecken und Firsten durch die eingedrungenen Wässer ausgelaugt werden,

und nach Eintritt von Sättigung Aufnahme von Carnallit und Chlormagnesium aus den Stößen und Neuausscheidung von Chlornatriumkrystallen in einer mehr oder weniger mächtigen Lage auf der Sohle stattfindet. Keins von beiden ist auf der angeblichen Transgressionsfläche beobachtet worden, auf welcher die Carnallitkonglomerate auflagern. Außerdem müßte auch im Falle eines Meereseinbruchs die natürliche Lagerung sein: Steinsalz, Mutterlager, Konglomerat oder abradiertes Steinsalz unter Salzton, und ebenso bleiben die Einwendungen unter 1—4 bestehen. Hinzu kommt noch die Schwierigkeit, um nicht zu sagen Unmöglichkeit, zu erklären, warum nicht bei Einbruch des Meeres wenigstens die Kalisalze wieder aufgelöst und durch Diffusion dem Ozean zurückgegeben wurden.

Da nach dem allen die allochthone Theorie für die carnallitischen Konglomerate unannehmbar erscheint, möchte der Vortragende vorschlagen, sich die topographischen Bedingungen für den Absatz der verschiedenen Kalisalze am Schlusse des OCHSENIUSschen bzw. WALTHERschen Einengungsprozesses nach Art unserer heutigen Nordsee-Wattengebiete vorzustellen. In den Untiefen oder Sandbänken kommen unter dem Einfluß der Wasserbewegung die carnallitischen Salzgemenge als eine Art von Konkretionen zur Ausfällung, in den tieferen Wannen oder Prielen zwischen den Sandbänken aus Konkretionen bilden sich je nach der Tiefe entweder bankiges Mutterlager oder, in den flacheren Wannen und in Untiefen, Hartsalze und Sylvinite mit unterlagernden Steinsalzschichten.

Die vorgeschlagene Deutung würde eine gewisse Annäherung darstellen an die WALTHERsche Vorstellung isolierter Wüstensalzpfannen. Ihr Hauptvorzug ist der, daß die Hypothese von Schaukelbewegungen innerhalb des Zechsteinsalzbusens vor Ablagerung des Salztons entbehrlich würde, und man mit der Annahme einer kontinuierlichen kontinentalen Bodensenkung auskäme.

An der Diskussion beteiligt sich Herr BEYSCHLAG.

Darauf wurde um 9 Uhr 30 Min. die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

UHLIG. RIMANN. AHLBURG. SCHOLZ.

Protokoll der Sitzung vom 7. April 1910.

Vorsitzender: Herr BEYSCHLAG.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und widmet dem jüngst in Assuan verstorbenen Mitgliede der Gesellschaft, Herrn Prof. Dr. E. PHILIPPI, wärmste Worte des Andenkens. Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen von den Plätzen.

Von der von den Schülern des Herrn ZIRKEL gestifteten Plakette dieses Forschers ist der Gesellschaft ein Exemplar geschenkt worden, das der Versammlung vorgelegt wird.

Als neues Mitglied wünscht der Gesellschaft beizutreten:

Das *Königliche Oberbergamt in Halle a. d. Saale,* vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, EBERDT und RAUFF.

Sodann erteilt der Vorsitzende dem Schriftführer das Wort zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung. Das Protokoll der letzten Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Nachdem die eingegangenen Druckschriften besprochen und vorgelegt sind, erhält Herr GAGEL das Wort.

Herr **C. GAGEL** sprach über **interglaziale Verwitterungszonen in Schleswig-Holstein** und legte Proben der besprochenen Profile vor.

Es ist eine sehr auffallende Tatsache, daß, während in dem ganzen Gebiet zwischen der Osteee und dem Außenrand des baltischen Höhenrückens die Verwitterung des Glazialdiluviums nur etwa 1 $^1/_4$ bis 1 $^1/_2$ m, höchstens 2 m im Geschiebemergel und 2 bis höchstens 3 m im Sand beträgt, im äußersten Westen Schleswig-Holsteins plötzlich Moränen auftreten, die völlig, d. h. bis zum Grunde, bis auf 10 m, 20 m, ja bis auf 27 m Tiefe entkalkt und verwittert sind.

Es ist ferner noch auffälliger, daß zwischen den geringmächtigen Verwitterungszonen auf dem baltischen Höhenrücken und diesen außerordentlich tiefgehenden im Westen keine allmählichen Übergänge bestehen, sondern daß die Mächtigkeit der Verwitterungsrinde ganz unvermittelt von höchstens 2 m auf über 10 m, 20 m, ja bis 27 m springt in Moränen, die dicht beieinanderliegen unter denselben äußeren Umständen.

So liegt die bis 20 m Tiefe verwitterte Moräne des roten Kliffs nur 23 km von der ganz frischen, großenteils noch blaugrauen Moräne des Emmerheffkliffs mit kaum 1 ½ m Verwitterungsrinde; so liegen im Dorfe Süderstapel völlig, d. h. bis zu ihrem Liegenden, 10 m tief, verwitterte und verlehmte Moränen 1 ½ km entfernt von der ganz frischen, mächtigen Moräne, die auf der Höhe des Rückens von Stapelholm durch den gewaltigen Eisenbahneinschnitt aufgeschlossen ist und auch nur etwa 1 ½ m Verwitterungsrinde aufweist, größtenteils aber noch blaugrau und völlig intakt ist.

Bei Elmshorn in Holstein endlich fanden sich in einer Anzahl dicht beieinanderliegender Bohrungen z. T. ganz normales frisches Diluvium mit ganz geringer Verwitterungsrinde, bei dem in 2,5 bis 3,1 m Tiefe schon frische Moränen lagen, z. T. solches, das bis zu 37 m Tiefe völlig kalkfrei und z. T. stark eisenschüssig verwittert ist, und zwar ist es hier bis 19, ja bis 27 m Tiefe verwitterter Geschiebelehm, der in zahlreichen Bohrungen erbohrt ist, während die anderen, bis zu noch größerer Tiefe verwitterten Schichten aus Sand und Kies bestehen, und endlich fand sich hier eine dritte Gruppe Bohrungen, die bis 21 m mächtige, kalkfreie Verwitterungszonen unter dem normalen, frischen Diluvium mit geringer Verwitterungsrinde antrafen.

Hier in diesen Bohrungen bei Elmshorn fanden sich denn nun auch die ersten Beweise, daß diese so auffallend tief herunterreichenden Verwitterungszonen in Verbindung stehen mit humosen Schichten, mit Faultorf und Lebertorf, also mit extraglazialen bzw. interglazialen Bildungen, ja eine dieser Bohrungen zeigte über diesen kalkfreien, verwitterten Sanden mit der Lebertorfeinlagerung und nichtarktischen Pflanzen jüngere Moränenbänke, die noch völlig frisch und unverwittert waren und nur unter wenig mächtigen, oberflächlich verwitterten Sanden lagen.

Das deutet mit zwingender Gewalt darauf hin, daß diese beiden so verschieden mächtigen Verwitterungszonen, die oberflächliche und die tiefgründige, nicht demselben zeitlichen Vorgang ihre Entstehung verdanken, sondern daß das tiefgründig verwitterte Diluvium, das z. T. unter frischem Diluvium liegt, durch einen früheren, sehr viel längeren und intensiveren Verwitterungsvorgang in einer Interglazialzeit entstanden sein muß.

Nun mehren sich allmählich die Stellen, an denen wir nicht nur neben den frischen Moränen ein außerordentlich tief verwittertes Diluvium finden, sondern unter ihnen ebenfalls dieselbe Erscheinung beobachten.

So wurde in dem Eisenbahneinschnitt bei St. Georgsberg-Ratzeburg unter 5—7 m völlig frischem, z. T. blaugrauem Geschiebemergel und unterlagernden frischen, kalkhaltigen Sanden ein 12—13 m tief völlig verwittertes und entkalktes Diluvium angetroffen mit einer völlig zersetzten, eisenschüssigen Kiesbank, und in geringer Entfernung davon traf eine Bohrung unter dem frischen Geschiebemergel kalkfreie Sande und humose Schichten. Ebenso liegt bei Krüzen intakter Oberer Geschiebemergel auf kalkfreien, z. T. humusstreifigen älteren Schichten, die über 20 m mächtig werden.

Endlich zeigen neuerdings die Bohrungen und Aufschlußarbeiten am Kaiser-Wilhelms-Kanal bei Holtenau-Kiel unter einem 18—24 m mächtigen, frischen, großenteils blaugrauen Geschiebemergel mehrfach kalkfreie und eisenschüssig verwitterte Schichten, z. T. noch mit Zwischenlagerung frischer Vorschüttungssande, und auch ein erhebliches Torflager in demselben kalkfreien bzw. auffällig kalkarmen Horizont unter diesem mächtigen Geschiebemergel, und dieselbe Erscheinung scheint bei Sehestedt aufzutreten.

Ebenso zeigten die Arbeiten bei der Vollendung des vorerwähnten Eisenbahneinschnitts von Süderstapel unter der mächtigen, bis 19 m starken, völlig frischen, blaugrauen oberen Moräne wieder bis 19 m mächtige kalkfreie und zum erheblichen Teil eisenschüssige Sande und grobe Kiese; ja an einer Stelle lagen unter der frischen Moräne noch völlig frische, kalkhaltige, grobe Kiese und diese mit ganz scharfer Grenze auf ebenso groben aber völlig verwitterten und zersetzten, kalkfreien Kiesen mit ganz zersetzten Gneisen und massenhaften, faustgroßen Flintgeröllen.

Daß derartige grobe Kiese mit 20—25 Proz. ursprünglichem Kalkgehalt, die mit scharfer Grenze, ohne Zwischenschicht, unter frischen kalkhaltigen Kiesen liegen, nicht durch zirkulierendes, eisenhaltiges Grundwasser zersetzt und entkalkt sein können, bedarf keines Beweises, besonders da daneben auch ganz helle, aber völlig kalkfreie Kiese vorkommen; zum Überfluß wurde auch hier in geringer Entfernung in demselben Horizont kalkfreier Sande ein kleines Torflager erbohrt, von dem zwar nur eine sehr schlechte Probe vorliegt, ohne Beweise, daß es direkt wärmeliebende Pflanzen enthält, das aber durch seine Existenz allein eine eisfreie Zeit anzeigt, in der es gebildet sein muß.

Endlich zeigten die neuen Arbeiten am Kaiser-Wilhelm-Kanal am Grünenthaler Rücken unter den schon von WEBER beschriebenen interglazialen Torfen mit gemäßigter Flora, die

neuerdings auch die paläolithischen Artefakte geliefert haben, ebenfalls solche kalkfreien und z. T. intensiv eisenschüssig verwitterten Kiese, während sie selbst noch von frischen, kalkhaltigen Sanden und Geschiebesanden mit geschliffenen Geschieben überlagert sind, und diese verwitterten oxydierten Kiese werden im Fortstreichen noch von wenig mächtiger und entkalkter, aber noch blaugrauer bis gelbgrauer Oberer Moräne überlagert.

Dieselbe Erscheinung fand sich aber nicht nur hier auf der Höhe des Grünenthaler Rückens sondern auch noch 7 km westlich bei Hochdonn, wo ebenfalls noch eine dünne, hier stellenweise aber noch völlig intakte, kalkige Partie von blaugrauem Oberen Geschiebemergel ebenfalls auf älterem, kalkfreiem und z. T. eisenschüssig verwittertem Diluvium liegt.

Bei Holtenau in den mächtigen Gruben für die neuen Kanalschleusen und auch bei Steinrade fand sich ferner die auch schon früher bei Elmshorn beobachtete Erscheinung, daß mitten im normalen, kalkhaltigen, blaugrauen Geschiebemergel plötzlich große, ringsum abgeschlossene Schlieren und Linsen von kalkfreien, eisenschüssig verwitterten Spatsanden liegen, die offenbar als gefrorene Schollen von dem älteren, interglazial verwitterten Untergrund in die intakte frische Moräne aufgenommen sein müssen, ebenso wie die Schollen von Eocäntonen, Braunkohlentonen, miocänen Quarzsanden und Interglazialtorfen mit interglazialen Baumstubben, die sich ebenfalls dort im Geschiebemergel fanden. Hier in den gewaltigen Aufschlüssen war die Schollennatur dieser älteren, verwitterten Sand-Schlieren, die ohne jede Verbindung mit Oberfläche oder Untergrund mitten in der intakten Moräne steckten, ohne weiteres ersichtlich; in situ, mitten in der blaugrauen, festen, undurchlässigen Moräne können diese Schlieren nicht verwittert und oxydiert sein.

Die Obere frische Moräne liegt also in Schleswig-Holstein von Osten nach Westen in 22 bis 2,5 m Mächtigkeit da, wo die Aufschlüsse tief genug sind, immer über älteren entkalkten und stark verwitterten, oft sehr eisenschüssigen, oxydierten Schichten, die nachweisbar bis zu 21 m Mächtigkeit zersetzt sind und öfter in Verbindung mit pflanzenführenden Interglazialschichten stehen, wodurch der Nachweis, daß die so außerordentlich, bis über 20 m, ja 27 m gehende, tiefgründige Verwitterung der oberflächenbildenden Moränen im äußersten Westen ebenfalls auf interglaziale Verwitterung zurückzuführen ist, und daß der äußerste Westen Schleswig-Holsteins z. T. schon nicht mehr von der letzten Vereisung überschritten

wurde, m. E. schlüssig wird. Die speziellen Nachweise dieser Erscheinungen mit genauen Profilzeichnungen werden demnächst in einer besonderen Arbeit im Jahrbuch d. Preuß. Geol. Landesanst. veröffentlicht werden.

Anmerkung. Hiernach erledigt sich die Kritik, die neuerdings Herr LEPSIUS[1]) an einer früheren diesbezüglichen Notiz von mir geübt hat, eigentlich von selbst. Es scheint Herrn LEPSIUS unbekannt geblieben zu sein, daß über die fraglichen Verhältnisse auf Sylt bereits eine wichtige und umfangreiche Literatur vorliegt, und daß meine kleine Notiz „Über den Grenzpunkt der letzten Vereisung in Schleswig-Holstein“ nur den beweisenden Schlußstein in einer langen Kette von Beweisführungen bildet, die für jeden mit den örtlichen Verhältnissen Vertrauten ohnehin schon zureichend war. Nur daß dicht neben der schon lange bekannten, stark verwitterten und seit 20 Jahren als ältere Moräne gedeuteten bzw. anerkannten Hauptmoräne des Roten Kliff noch ganz frische Moräne sich findet, war das Neue und Wichtige an meiner kleinen Notiz, die im wesentlichen nur ein Argument für die so weit nach Westen reichende Verbreitung des Oberen Diluviums geben sollte.

Eine Diskussion findet nicht statt.

Herr E. HARBORT sprach über das Thema **zur Geologie der nordhannoverschen Salzhorste.** (Mit 2 Textfiguren.)

Bekanntlich sind bereits seit etwa 40 Jahren einige wenige Zechsteinsalzvorkommen mit Kalisalzeinlagerungen im nordwestdeutschen Flachlande durch Salinenbohrungen und Kalisalzschächte aufgeschlossen, so bei Jessenitz-Lübtheen und Lüneburg. Aber erst etwa in den letzten 10 Jahren wurden durch Hunderte von Bohrungen, welche den Untergrund des nordhannoverschen Flachlandes siebartig durchlöchern, zahlreiche horstartige Vorkommen von Zechsteinsalz erbohrt. Es ist allgemein bekannt, daß das salzführende Gebirge hier entweder direkt unter dem Diluvium oder unter tertiären und obercretacischen Schichten angetroffen wurde.

Den horstartigen Charakter aller dieser Salzvorkommen hat wohl zuerst H. MONKE erkannt und seitdem wiederholt betont. Indes sind des näheren über den geologischen Aufbau dieser Salzhorste bislang in der Literatur nur wenige Mitteilungen gemacht worden. Die einzige zusammenfassende Schilderung

[1]) LEPSIUS: Geologie von Deutschland II, S. 505—507.

hat Herr BEYSCHLAG[1]) in der geologischen Einleitung zur Festschrift des 10. Deutschen Bergmannstages („Deutschlands Kalibergbau") gegeben. Er hat bereits darauf anfmerksam gemacht, daß alle die Zechsteinsalzvorkommen in der Lüneburger Heide in tektonischer Hinsicht einen besonderen Typus darstellen, insofern, als sie pfeilerartig, in sich stark gefaltet und gestört, aus jüngeren, mesozoischen Schichten hervorragen. Es sind vorwiegend Schichten der Kreideformation, an denen die Salzhorste mit steil einfallenden Verwerfungen absetzen. Über die Richtung und Anordnung der verschiedenen Salzvorkommen konnte jedoch damals noch keine Gesetzmäßigkeit festgestellt werden, wenngleich auch schon die Begrenzungsspalten einiger Horste die Hauptstreichungsrichtungen unserer mitteldeutschen Gebirge, nämlich die hercynische, südost-nordwestliche, und die rheinische, nord-südliche, erkennen ließen.

Durch die zahlreichen Bohrungen, welche in den Jahren 1906—1908 niedergebracht worden sind, insbesondere aber auch durch mehrere Schachtaufschlüsse, wissen wir heute etwas mehr über die Geologie dieser nördlichen Salzhorste. Trotzdem sind unsere Kenntnisse von ihrem geologischen Aufbau auch jetzt noch sehr mangelhaft, da sie sich vorwiegend auf Bohrprofile gründen, die noch dazu in den meisten Fällen sehr spärlich und lückenhaft vorliegen. Gleichwohl will ich versuchen, einen Überblick über die wichtigsten Lagerungsverhältnisse und gewisse Gesetzmäßigkeiten der nordhannoverschen Salzhorste zu geben, die sowohl bergwirtschaftliches als geologisches Interesse besitzen dürften.

Die beigefügte Skizze gibt die wichtigsten bis jetzt in Nordwestdeutschland erbohrten Zechsteinsalzvorkommen an. Sie wurde nach einer von mehreren Kollegen zusammengestellten Übersichtskarte auf Grund der im Archiv der Geologischen Landesanstalt vorhandenen Bohr- und Schachtprofile angefertigt und mir von dem Herrn Direktor der Geologischen Landesanstalt freundlichst zur Verfügung gestellt. Betrachten wir die geographische Lage der Salzhorste, so fällt zunächst auf, daß sie sich in langgestreckten Hebungslinien scharen und anordnen, die vorwiegend nordwest-südöstliches, aber auch nord-südliches Streichen besitzen und wenigstens z. T. ganz offensichtlich die Fortsetzung der Hebungsachsen und Triassättel des südlich angrenzenden Gebirgslandes bilden.

---

[1]) F. BEYSCHLAG und H. EVERDING: Geologie der Deutschen Zechsteinsalze. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1907, N.F. Heft 52, S. 18–19.

Besonders ausgeprägt ist die lange Kette von Salzhorsten, die sich von Bremen über Verden, Ahnebergen, dem Allertal folgend über Rethem (Gew. Aller Nordstern), Wietze (Gew. Steinförde, Prinz Adalbert), Weyhausen, Rothenfelde, Hehlingen, Burbach bis zum paläozoischen Flechtinger Höhenzuge, dem sogenannten Magdeburger Uferrande, hin erstreckt. Ich will diese Hebungsachse die Allertallinie nennen.

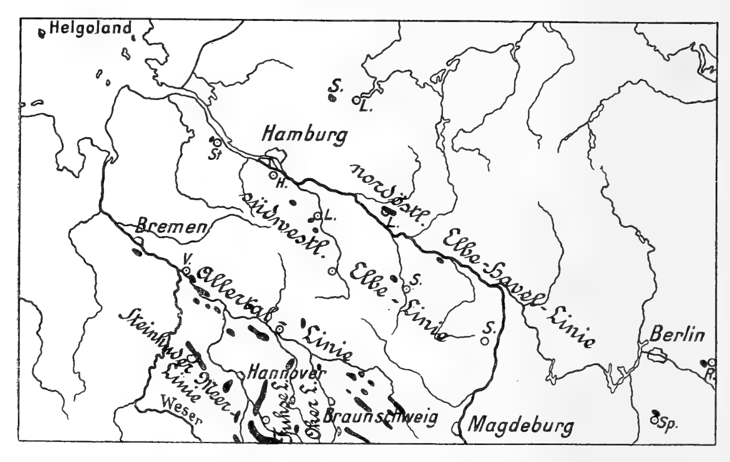


Fig. 1.
Schematische Übersicht der Hebungsaxen im nordwestdeutschen Flachlande, längs derer Salz- und Triashorste aus der Bedeckung jüngerer Sedimente herausgepreßt worden sind.

Eine zweite hercynisch streichende Hebungslinie von Salzhorsten ist durch STILLEs[1]) und meine[2]) eignen Untersuchungen von Brokeloh durch das Steinhuder Meer hindurch über den Tienberg bei Wunstorf bis zum Benther Höhenzuge verfolgt worden.

Auffällig ist ferner, daß sich die Punkte Helgoland, Stade, Harburg, Pattensen bei Winsen a. L., Lüneburg und Wustrow bei Salzwedel (Gew. Teutonia) in hercynischer Richtung anordnen, wenngleich ich natürlich weit davon entfernt bin, diese

---

[1]) H. STILLE: Marines Oberoligocän westlich Hannover. 2. Jahresber. d. niedersächsischen geol. Ver. Hannover 1909, S. 69 ff.

[2]) E. HARBORT: Über die Verbreitung von Jura, Kreide und Tertiär im Untergrunde des Diluviums der Umgebung von Neustadt a. Rbg. und Nienburg a. W. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1910, Teil I, S. 1 ff.

Punkte miteinander zu verbinden, solange nicht weitere Beobachtungsreihen zwischen den weit voneinander entfernt liegenden Vorkommnissen vorliegen. Das gleiche gilt von der Linie, auf welcher die Salzvorkommen von Lübtheen-Jessenitz, Lenzen und Sperenberg bei Berlin liegen. Ich will die beiden Linien vorläufig als die südwestliche Elbe- und die nordöstliche Elbe-Havellinie bezeichnen.

In nord-südlicher Richtung dagegen ordnen sich an die Salzvorkommen von Sarstedt bis Lehrte der Gewerkschaften Hohenfels, Friedrichshall, Hugo usw. Eine andere nord-südliche Hebungslinie scheinen die Vorkommen von Grasdorf, Groß-Ilsede, Oedesse, Ölheim (Fuhse Linie), eine fernere die Salzvorkommen von Hedwigsburg, Hillerse und Habighorst-Höfer anzudeuten (Oker Linie).

Das Charakteristische für alle die Hebungsachsen, auf denen diese Salzhorste aufsetzen, ist die Tatsache, daß zwischen ihnen unter dem Diluvium weite, tafelförmige Gebiete liegen, die aus wenig gestörten und meist flach gelagerten jungmesozoischen Schichten bestehen. In dem südlichen Teil Nordhannovers, welcher unmittelbar an das Gebirgsland angrenzt, sind es vorwiegend Schichten der unteren Kreide, denen hier und da noch größere Reste einer ehemalig zusammenhängenden Decke von transgredierenden Senonschichten aufgelagert sind.

Weiter im Norden, etwa nördlich der Linie Celle—Salzwedel wird das Gebiet zwischen den Salzhorsten vorwiegend von Schichten der oberen Kreide eingenommen, die hier mit ihren sämtlichen Stufen ausgebildet ist und sich konkordant auf die ältere Kreideformation auflegt. Je weiter wir nach Norden gehen, um so mächtigere jüngere Sedimente treffen wir unter dem Diluvium an; Miocän, Oligocän und Eocän in außerordentlicher Mächtigkeit und darunter vielfach dann die Serie der Kreideschichten. In den Bohrungen bei Fintel, Kr. Rotenburg, wurde das Tertiär (Miocän, Oligocän und ? Eocän) bei 790 m noch nicht durchsunken. Die Bohrung Hansahlen bei Schneverdingen stand bei 408 m noch im Oligocän, desgleichen die Bohrung Kirchwalsede bei 370 m. Ich erinnere ferner daran, daß nach GAGEL[1]) in der Bohrung Breetze bei Lüneburg 622 m Tertiär und darunter erst das Senon bei 812 m erbohrt wurde und daß ferner gewaltige Mächtigkeiten des Tertiärs von Heide i. H. und anderen Orten bekannt geworden sind.

---

[1]) C. GAGEL: Über die untereocänen Tuffschichten und die paläocäne Transgression in Norddeutschland. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1907, S. 157—158.

Tertiär, oberoligocäne Grünsande und Grüntone sind zwar auch in der südlichen Zone vielfach erbohrt worden an solchen Stellen, wo es, in jungtertiären Grabenversenkungen eingebrochen, vor späterer Abtragung geschützt war.

Es bleibt nun eine ganz auffällige Tatsache, daß in allen diesen horstartigen Zechsteinvorkommnissen nur das Salzgebirge erbohrt worden ist, während ältere, mesozoische Schichten, Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper usw. mit Ausnahme von wenigen Stellen, die ich kurz besprechen will, nicht festgestellt werden konnten. Eine solche Ausnahme bilden einmal die Triasschichten der Insel Helgoland und sodann der Triashorst von Lüneburg, aus dem wir Zechstein, Röt, Muschelkalk und Keuper durch die Arbeiten G. MÜLLERS und neuerdings durch die ausgezeichnete Monographie von GAGEL[1]) kennen. Im übrigen sind mir nur noch wenige Stellen aus Nordhannover bekannt geworden, wo Triasgesteine mit dem Salz in die Höhe gepreßt worden sind. Es ist einmal der Fall an dem Horst von Hope-Lindwedel, wo ich an der westlichen Randspalte in den Bohrungen bei Esperke steil aufgerichtete Gipskeuperschichten nachweisen konnte. Die Profile dieser Bohrungen lauten:

I. Bohrung Esperke III. 600 m nordwestlich Station Hope.

0 — 21 m	grandiger Sand	Diluvium
24 — 31,5 -	Geschiebemergel	Diluvium
31,5— 40 -	glaukonitischer Sand	Tertiär
40 —435 -	graue und grünlichgraue, z. T. blutrot gefleckte und geflammte dolomitische Mergel und Steinmergel, wechsellagernd mit roten Letten. Vereinzelt finden sich bis 50 cm dicke Gipsschichten, auch Schichtflächen in den Mergeln, bedeckt mit Schuppen und Knochenresten. (Bonebed.) Die Schichten sind stark gestört und gepreßt; von Harnischen und Klüften durchsetzt. Das Einfallen wechselt von flacher Lagerung bis zu 90°.[2])	mittlerer Keuper.

II. Bohrung Warmeloh III. 950 m westlich Station Hope.

0 — 24 m	grandiger Sand	Diluvium
24 — 35,5 -	Mergel	obereKreide
35,5—209 -	graublaue Schiefertone mit Toneisensteinen und Belemnitenresten	untere Kreide
		Verwerfung ?!
209 —344 -	graue und grünlichgraue, dolomitische Mergel mit Gipsschichten und Anhydritknollen	Gipskeuper?

[1]) C. GAGEL: Beiträge zur Kenntnis des Untergrundes von Lüneburg. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, Teil I, S. 165ff.

[2]) Von 247—435 m lagen fortlaufende Kernproben vor.

Gipskeuper ist auch am Salzhorst von Wietze-Steinförde bekannt und neuerdings hier wieder durch STOLLER in verschiedenen Bohrungen (Bohrung Hansa I und Bergfrei, Steinförde) nachgewiesen. Auch am Ölheimer Horst scheint mittlerer Keuper erbohrt worden zu sein, sicher aber Juraschichten, Lias und Dogger[1]). Brauner Jura, Schichten mit *Parkinsonia Parkinsoni* usw. sind auch seit längerer Zeit von Wietze bekannt[2]). Im übrigen haben aber ganz allgemein die nichtfündigen Bohrungen jüngere mesozoische Schichten, Tertiär, obere Kreide, untere Kreide, vereinzelt auch Jura angetroffen, die fündigen meist direkt unter dem Diluvium, oft aber auch erst unter einer tertiären oder obercretacischen Decke das Salzgebirge, das überall einen sekundären Gips- oder Anhydrithut besaß.

Die Tatsache, daß also mit wenigen Ausnahmen überall nur das Salzgebirge emporgepreßt worden ist, ist zweifellos außerordentlich auffallend und hat neuerdings auch zu ganz eigenartigen Vorstellungen Veranlassung gegeben. TORNQUIST hat in einer Arbeit: „Anschauungen über die Bildung der Kalisalzlagerstätten Deutschlands[3])" die Ansicht vertreten, daß der Muschelkalk und der obere Buntsandstein in der Heide nur wenig mächtig sei, der mittlere und untere Buntsandstein dagegen in salziger Facies vorhanden wären. Während also einerseits nach dem altbekannten Vorkommen von Muschelkalk und Röt bei Lüneburg das Vorhandensein dieser Triasglieder in der Heide nicht zu leugnen ist, so glaubte doch andererseits TORNQUIST, anscheinend wohl aus der Tatsache, daß bislang in Nordhannover mittlerer und unterer Buntsandstein in Bohrungen niemals angetroffen ist, schließen zu dürfen, daß die Salzausscheidung im nördlichen Niedersachsen bis in die mittlere Buntsandsteinzeit fortgedauert habe. Es sei der zentrale, uferferne Teil des ehemaligen, der Verdunstung ausgesetzten Meeresbeckens, in dem die Ausscheidung der Salze bereits zur oberen Zechsteinzeit begann, aber hier länger andauerte, als in den peripheren Teilen des Binnenmeeres. Er unterschied drei ungefähr 200 km breite Zonen nördlich einer

---

[1]) A. FREYSTEDT: Ölheim, Ein Beitrag zur Kenntnis des Erdölvorkommens in Norddeutschland. Beiträge zur Geol. u. Paläont. d. Herzogt. Braunschweig, Heft 1, 1894, S. 1—94.

[2]) Nach Mitteilungen von H. MONKE.

[3]) Industrie 1906, Beilage, Nr. 14, S. 93—97. — Ders.: Ausbildung und Ausdehnung der deutschen Kalisalzlager. Zeitschr. f. pr. Geologie, Bd. XIV, 1906, S. 263—265. (Im wesentlichen ein Auszug aus der oben zitierten Arbeit.)

etwa im Gebiet der heutigen bayrischen Hochebene gelegenen Landbarre nach folgendem Schema:

	oberer Zechstein	unterer und mittlerer Buntsandstein
Norddeutschland . . .	salzig	salzig
Mitteldeutschland . . .	salzig	sandig
Süddeutschland	sandig	sandig

Diese Schlußfolgerungen TORNQUISTs mußten von vornherein Befremden erregen, da sowohl der Buntsandstein an den nördlichen Ausläufern, an denen er uns am Tienberge bei Bokeloh, am Dorm, Rieseberge, Asse, Oesel usw. bekannt ist, durchaus normale Ausbildung zeigt, als auch vom Röt und dem Muschelkalk und Keuperschichten bei Lüneburg bekannt ist, daß sie geradezu in auffälliger Weise mit den entsprechenden Schichten in Thüringen und an anderen Orten sowohl in petrographischer als auch in faunistischer Beziehung identifiziert werden können.

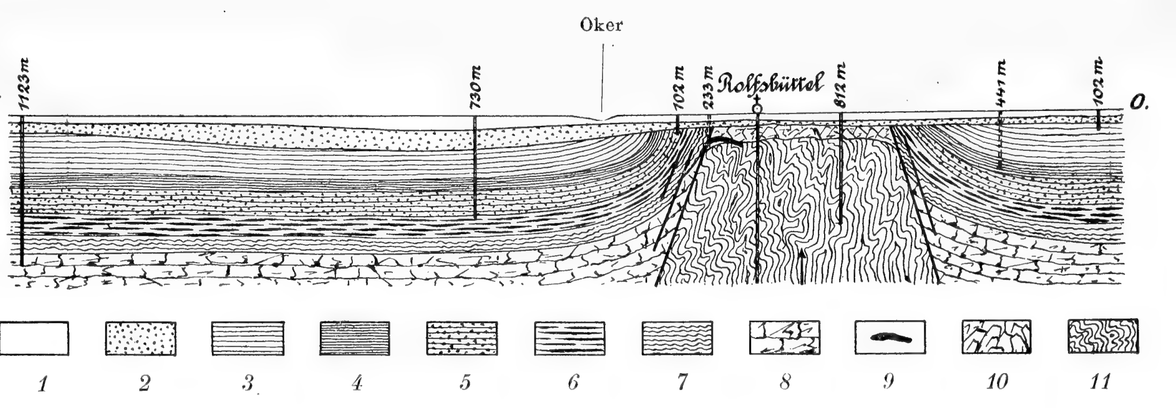
Hier lassen sich sogar selbst viele der von E. ZIMMERMANN und anderen Autoren gemachten detaillierten Gliederungen in den verschiedenen Triasstufen wiedererkennen. Ich glaube, die merkwürdigen Erscheinungen, daß verschiedene Formationen der Trias, insbesondere der Buntsandstein in Nordhannover vollständig zu fehlen scheinen, auf einfachere Weise erklären zu können.

Zu diesem Zwecke ist es notwendig, daß wir uns mit dem geologischen Aufbau einiger dieser Salzhorste ein wenig genauer beschäftigen. Ich greife einzelne derselben aus dem südlichen Teil des hannoverschen Flachlandes heraus, deren Bau durch besonders zahlreiche Bohrungen hinreichend aufgeklärt ist.

Die beiden Salzhorste von Rolfsbüttel und Ölheim, südlich der Bahnlinie Lehrte—Stendal, links und rechts der Oker gelegen, werden getrennt durch eine etwa 20 km breite, nahezu horizontal gelagerte Platte aus unterer Kreide. Über ihr liegt eine bald dünne, bald mächtigere Senondecke, die auch stellenweise über die Salzhorste selbst zu transgredieren scheint. Mehrere Bohrungen auf dem etwa $1^1/_2$ km breiten Rolfsbütteler Salzhorst trafen nämlich das Salzgebirge unter einer 20—30 m mächtigen Decke senoner Kreide an, wie ich an anderer Stelle bereits ausgeführt habe[1]). Erst in der Nähe der Salzhorste fällt die Untere Kreide steil ein, und hier zeigt sich, daß die Schichten nach oben geschleppt sind, so daß beispielsweise

---

[1]) E. HARBORT: Beitrag zur Kenntnis präoligocäner und cretacischer Gebirgsstörungen in Braunschweig und Nordhannover. Diese Zeitschr. Bd. **61**, 1909, Monatsber., S. *388*.



1 Diluvium und Alluvium. *2* Senon. *3* Albien. *4* Aptien. *5* Barrêmien. *6* Hauterivien. *7* Valanginien. *8* Wealden. *9* Basalt. *10* Gips- und Anhydrithut. *11* Salzgebirge, Steinsalz mit Letten- und Anhydriteinlagerungen sowie Kalisalzlagern.

Fig. 2.

Querprofil durch die Untere Kreide an der Oker bei Hillerse, Wipshausen, Adenbüttel und den Aufpressungshorst von Zechstein-Salzgebirge bei Rolfsbüttel.

Maßstab für Längen und Höhen gleich, etwa 1 : 100000.

die Sandsteine der unteren Kreide unmittelbar die Randspalten des Rolfsbütteler Horstes begrenzen. Die untere Kreide selbst ist hier über 1000 m mächtig und wurde z. B. in der Bohrung IV bei Horst, wo die Schichten vollkommen ungestört und horizontal gelagert sind, bei 1123,5 m noch nicht durchbohrt.

Ganz die gleichen Verhältnisse finden wir in der Kreide an der östlichen Randspalte des nur $1^1/_2$ km breiten Salzhorstes. Der Verlauf des Salzhorstes und die Ausbildung der Schichten in ihm ist ebenfalls durch zahlreiche Bohrungen geklärt. Sämtliche Bohrungen haben zunächst einen annähernd horizontal gelagerten Hut des Salzgebirges aus Anhydrit und in den oberen Schichten aus Gips erbohrt. Darunter traf man steil aufgerichtete und gefaltete Kalisalz-, Steinsalz- und Anhydritschichten an, in einigen Bohrungen auch mit Einlagerungen von roten Letten (sog. „roter Salzton"), Schichten, die derartig gestört, gefaltet, gepreßt und zerknittert waren, daß die Profile selbst unmittelbar benachbarter Bohrungen nicht in Einklang miteinander gebracht werden konnten. Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse nach FREYSTEDTS[1]) Schilderung bei Ölheim und z. B. auch bei Brokehoh am Steinhuder Meer. Da nun zwischen dem Rolfsbütteler und Ölheimer Horst, aber auch bei Brokeloh die untere Kreide so außerordentlich mächtig ist, bei Rolfsbüttel jedenfalls über 1000 m, und andererseits die untere Kreide in diesen Gegenden konkordant auf den Juraschichten lagert, so sind wir gezwungen, anzunehmen, daß das Salz hier aus gewaltigen Tiefen, jedenfalls über 2000 m, heraufgepreßt sein muß. Ich möchte daher diese Salzhorste, die ja im engeren, eigentlichen Sinne geologische Horste nicht sind, lieber als Aufpressungshorste innerhalb tektonischer Hebungslinien bezeichnen. Es wäre ja auch eine unmögliche Vorstellung, anzunehmen, daß die viele Quadratmeilen umfassenden Schollen und Tafeln von mesozoischem Gebirge an den nur relativ kleinen, oft winzigen Salzhorsten abgesunken sein sollten, und ebenso auffällig wäre es auch, daß alle diese Salzvorkommen eine derartig steile Schichtenstellung mit den erwähnten Störungserscheinungen zeigen.

Ich nehme nun an, daß diese Hebungslinien zu gleicher Zeit entstanden sind, als die Triassättel und kuppelartigen Aufwölbungen am Dorm, Elm, Asse, Hildesheimer Wald, Leinetal usw., die ja ihre natürliche Fortsetzung bilden. Die gebirgsbildenden Kräfte mögen jedoch hier im Norden nicht derartig intensiv gewirkt haben, oder es wird vielleicht infolge der

---

[1]) FREYSTEDT: a. a. O.

außerordentlich großen Mächtigkeit der jüngeren mesozoischen Bedeckung nicht bis zur Herauswölbung von Triassätteln gekommen sein. Vielmehr ist nur das relativ plastische Salzgebirge, dessen plastische Eigenschaften wir ja nach den Untersuchungen von RINNE[1]) und v. KOENEN[2]) hinreichend kennen, auf diesen Störungslinien überall da, wo sich engere oder weitere Spalten bildeten, gewissermaßen wie ein flüssiges Magma unter dem Druck der gebirgsbildenden Faltungskräfte herausgepreßt worden. Daher die steile Stellung, daher die intensive Fältelung und Störung aller dieser Salzpfeiler. So dürfte es auch zu erklären sein, daß fast niemals die spröderen Buntsandstein- und Muschelkalkschichten mit emporgepreßt worden sind, sondern in der Regel nur das plastische Salzgestein. Wo dieses aber dennoch einmal geschehen ist, wie in dem Horst von Lüneburg, da finden wir auch diese Gesteine in steiler Stellung vollständig zerquetscht, gepreßt und auseinandergewalzt, wie es GAGEL[3]) kürzlich von Lüneburg so anschaulich geschildert hat.

Die außerordentlich komplizierten Lagerungsverhältnisse der Salzhorste mit ihren vielfach gefalteten, gebogenen, ausgewalzten und an anderen Stellen erweiterten Kalilagern sind aber auch durch die bis jetzt in Norddeutschland gemachten Grubenaufschlüsse vollkommen nachgewiesen. NETTEKOVEN und GEINITZ[4]) haben ein ausgezeichnetes Beispiel von den Verquetschungen, Fältelungen und Pressungserscheinungen der steil aufgerichteten Salzschichten des Jessenitzer Salzhorstes eingehend beschrieben, und ich verweise auf die von ihnen gegebenen Profile, die Faltenverschiebungen und Zerrungen noch in einer Teufe von über 1200 m erkennen lassen. Das Generalstreichen dieses Horstes ist ein nordwestliches, indes bilden die Sattellinien der einzelnen Falten mancherlei Schleifen, wurmartige Krümmungen und Knickungen.

H. EVERDING[5]) gibt ebenfalls (Taf. 6 u. 9) solche Profile aus den Schächten Siegmundshall, Weetzen und Ronnenberg wieder, welche die steile Stellung der Salzlagerstätten Nord-

[1]) F. RINNE: Plastische Umformung von Steinsalz und Sylvin unter allseitigem Druck. N. Jahrb. f. Min. 1904, Bd. I, S. 114ff.

[2]) v. KOENEN: Über Wirkungen des Gebirgsdruckes im Untergrunde in tiefen Salzbergwerken. Nachr. Kgl. Ges. d. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. 1905, S. 1ff.

[3]) C. GAGEL: a. a. O.

[4]) NETTEKOVEN und GEINITZ: Die Salzlagerstätten von Jessenitz in Mecklenburg. Mitt. Großherzogl. Mecklenb. Geol. Landesanst. Rostock 1905, S. 1—17.

[5]) EVERDING: a. a. O.

hannovers mit ihren mäandrischen Faltungs- und Stauchungserscheinungen, Auswalzungen usw. recht charakteristisch erkennen lassen. Ich erinnere ferner an die Profile von Siegmundshall, welche in der Industrie veröffentlicht sind, sowie an die komplizierten tektonischen Verhältnisse, welche neuerdings durch die Schächte Riedel, Aller Nordstern u. a. bekannt geworden sind.

Solche und ähnliche verworrene und zerrüttete Lagerungsverhältnisse aber zeigen sämtliche Salzhorste in Nordhannover, so daß der Bergbau vielfach ein recht beschwerlicher und ständigen Überraschungen ausgesetzter sein wird. Dementsprechend sind naturgemäß auch die für Aus- und Vorrichtungsarbeiten aufzuwendenden Mittel im allgemeinen entsprechend größer, als in den Bergwerksbetrieben Mitteldeutschlands mit weniger kompliziertem und leichter erkennbarem Gebirgsbau. Andererseits aber ist es in dem gefalteten Salzgebirge hier und da auch zu bedeutenden Anschwellungen und Ausweitungen der Kalisalzlager gekommen, zwischen denen ausgewalzte Partien liegen, oder zur Auffaltung paralleler, dicht nebeneinander liegender Falten und Sättel der Kalisalzflöze, also zu mechanischen Anreicherungen, die den Bergbau außerordentlich erleichtern. Ganz allgemein aber werden die steilen Lagerungsverhältnisse für den Abbau insofern günstig sein, als man den rationelleren Firstenbau wird anwenden können gegenüber dem Kammerbau bei flacher Lagerung.

Erscheinungen der Druckschieferung, Verruschelung, Breccienstrukturen, Gleitflächen (nach 110) in Steinsalzkrystallen u. dgl. findet man in den Salzhorsten außerordentlich häufig und weit verbreitet.

Daß an den drei oben genannten Stellen gerade mittlerer Keuper an den Randspalten der Salzhorste mit emporgepreßt worden ist, erklärt sich wohl, wenn man bedenkt, daß diese Gesteine aus dolomitischen Mergeln bestehen, die in bergfeuchtem Zustande ein ziemlich plastisches Material darstellen. Gleichwohl ist auch dieses Gestein vielfach brecciös zerstückelt, und die einzelnen Risse und Spalten darin sind sekundär durch Anhydritausscheidungen verheilt.

Wir werden nach allem den Vorgang der Aufpressung des Salzgebirges am besten vergleichen können mit dem auf Gangspalten aufsteigenden eruptiven Magma*). Es sind ge-

*) Das Auftreten solcher durchaus isolierten pfeilerartigen Gipshorste, wie das von Segeberg i. Holstein u. a. dürfte wohl auch die Veranlassung gewesen sein, weshalb der Gips von alten, angesehenen Geologen ehemals für eruptiv erklärt wurde.

waltige Spalten in der Sattelaufreißung von langausgedehnten, aber in der Anlage unterdrückten Antiklinalaufwölbungen, auf denen das Salz gewissermaßen herausgeflossen sein muß. Hierauf deutet insbesondere die Struktur des Salzgebirges hin. Daß nun das Salzgebirge nicht geschlossen in der ganzen Hebungslinie, sondern hier und da unterbrochen als Durchragungen, Durchspießungen oder mehr oder weniger eckig oder rechtwinklig begrenzte Aufpressungshorste auftritt, scheint mir nicht besonders auffällig zu sein. Es ist von vornherein wahrscheinlich, daß derartig langgestreckte Hebungsachsen nicht durchaus geradlinig verlaufen, sondern hier und da an Querverwerfungen absetzen und abgelenkt sein werden, wie dies ja auch von den großen hercynischen Hebungslinien unserer mitteldeutschen Gebirge vielfach beschrieben worden ist. Solche Querspalten sind aber nach MONKE und BEYSCHLAG[1]) gerade oft die Bringer des Erdöles, das in ihnen aufsteigen und von hier die porösen Schichten imprägnieren kann, so z. B. bei Wietze. Ich nehme nun an, daß das Salzgebirge besonders an den Stellen herausgepresst wurde, wo sich die Spalten erweiterten, daß an anderen Stellen dagegen die mesozoischen Schichten, z. B. die Kreide, aber auch unmittelbar an dem Spaltenzuge zusammenstoßen mögen. Vielfach ist aber das Fehlen oder Vorhandensein eines Zusammenhanges zwischen den heute bekannten Salzhorsten noch nicht nachgewiesen, da entweder die Bohrungen dazwischen fehlen, oder aber zu früh in der oberen, transgredierenden Kreide eingestellt sein mögen und darum resultatlos blieben. Herr BEYSCHLAG hat kürzlich in einem Vortrage analoge Verhältnisse geschildert, indem er darauf hinwies, daß auch die in großen Spaltenzügen in Mitteldeutschland aufsetzenden Basaltgänge nicht geschlossen auftreten, und das Basaltmagma in der Regel nur an den Erweiterungen der Gänge aufgestiegen ist.

Ich zweifle nicht daran, daß durch künftige Bohrungen weitere Gesetzmäßigkeiten in der Anordnung der Salzhorste in Norddeutschland sich erweisen lassen, und glaube, daß bei Beachtung der schon jetzt erkennbaren Linien das Abbohren der norddeutschen Tiefebene auf Kalisalze systematischer erfolgen kann, als es bislang geschehen ist. Vom volkswirtschaftlichen Standpunkt aus möchte ich endlich bemerken, daß die in Nordhannover unter dem Deckgebirge vorhandenen abbauwürdigen Kalisalzfelder wohl längst nicht die Ausdehnung be-

---

[1]) H. MONKE und F. BEYSCHLAG: Über das Vorkommen des Erdöls. Zeitschr. f. pr. Geologie 1905, Heft 1, 2 und 12.

sitzen, wie OCHSENIUS und viele bergmännisch interessierte Kreise anzunehmen geneigt sind.

In dem bei weitem größten Areal Nordhannovers dürften die Kalisalze in einer für den Bergbau unerreichbaren Teufe von 2000 – 3000 m liegen.

Immerhin steht zu hoffen, daß noch manche Kalisalzfelder in Norddeutschland unter dem Diluvium erbohrt werden und insbesondere auch unter jungcretacischer Decke an solchen Stellen, wo man sie früher nicht vermutet hat.

Mit wenigen Worten will ich noch auf den Gips- bzw. Anhydrithut zu sprechen kommen, der anscheinend überall nahezu horizontal gelagert auf den Schichtenköpfen der Salzformation liegt. Auffällig ist, daß er vielfach als Anhydrit und nicht als Gips ausgebildet ist. Ich möchte diese Erscheinung darauf zurückführen, das der Anhydrit teils aus Residuen des ursprünglich in dem Salzgebirge enthaltenen Anhydrits besteht, teils darauf, daß diese Residuen vielfach durch Anhydritmasse verkittet wurden und nicht durch Gips, weil sich aus den konzentrierten chlornatrium- und chlormagnesiahaltigen Laugen das Calciumsulfat als Anhydrit ausgeschieden hat. Dies mag vielfach submarin geschehen sein, z. B. wo die Transgression des Senonmeeres einen Teil der bereits abgelagerten mesozoischen Schichten zerstörte und mit diesen die sie gewissermaßen gangartig durchsetzenden Salzvorkommen. Diese Anhydrite des Salzhutes besitzen allerdings meist eine mehr oder weniger grob krystallinische Struktur im Gegensatz zu den meisten primären oder deszendenten Anhydritschichten im Salz.

Im übrigen aber ist die Struktur des Hutanhydrits über den verschiedenen Salzhorsten anscheinend außerordentlich mannigfaltig. Der vielfach zerklüftete, oft von Schlottenbildungen und Sandadern durchzogene Anhydrit- und Gipshut bildet bekanntlich für den Bergbau eine sehr große Gefahr, da es die Schichten sind, die beim Abteufen der Schächte häufig nicht zu bewältigende Wassermassen gebracht haben, so daß die Bergwerksanlagen zum Ersaufen kamen.

Auf die diskordante Überlagerung des nahezu horizontal gelagerten Gipshutes im Gegensatz zu den steiler aufgerichteten Salzschichten, die bei sämtlichen Salzhorsten in Nordhannover beobachtet wurde, hat übrigens SCHMIERER[1]) bereits aufmerksam gemacht.

---

[1]) TH. SCHMIERER: Zur Tektonik des oberen Allertals und der benachbarten Höhenzüge. Diese Zeitschr., Bd. **61**, 1909, Monatsber., S. *512* ff.

Während der Drucklegung dieses Vortrages ist eine Arbeit von R. LACHMANN[1]) erschienen, in welcher der Verfasser nachzuweisen sucht, daß die Ursachen der bedeutenden Deformationen unserer norddeutschen Salzlagerstätten nicht auf tektonische Vorgänge, sondern auf molekulare Umsetzungen chemisch-physikalischer Art innerhalb der Salzlager zurückzuführen seien. Wenn auch zugegeben werden mag, daß Fältelungen und Deformationen der Salzschichten im kleinsten Maßstabe hier und da durch molekulare Umwandlungen und Krystallisationskräfte, z. B. Umwandlungen von Anhydrit in Gips, bei bedeutender Volumvermehrung oder durch metasomatische Vorgänge herbeigeführt worden sind, so erscheinen mir die Schlußfolgerungen LACHMANNs angesichts der gewaltigen tektonischen Vorgänge, wie sie oben beschrieben wurden, geradezu ungeheuerlich. Insbesondere möchte ich seiner Theorie vom Salzauftrieb, „der Pegosmose“, entgegentreten, worunter er „einen passiven Rekrystallisationsvorgang nach der hangenden Salzauflösungsfläche“ versteht, den er wie folgt näher erläutert. „Die merkwürdigsten Einwirkungen hat der Salzauftrieb auf die äußere Form der Salzlagerstätten hervorgerufen. Er verursacht die Ausbildung eines sogenannten „Salzspiegels“, womit zunächst nur die Erscheinung bezeichnet wurde, daß in vielen getrennten Gebieten das Steinsalz durch Bohrungen immer in derselben absoluten Teufe, welche weitaus in den meisten Fällen zwischen 100 und 200 m unter N. N. liegt, angetroffen wird. Der Salzspiegel bedeutet vom chemisch-physikalischen Standpunkt aus eine Gleichgewichtsebene, in welcher sich Salzauflösung und Salzauftrieb die Wage hält. Der Salzspiegel kann sich in seiner absoluten Höhe halten, auch wenn das Gebiet von einer kontinentalen Senkung betroffen wird.“

Nach meinen obigen Ausführungen ist dieser „Salzspiegel“ eben weiter nichts als der natürliche Ausbiß der Salzlagerstätten bzw. deren Gips- und Anhydrithut unter dem Diluvium bzw. dünner Kreide- und Tertiärdecke. Was nun die angebliche Horizontbeständigkeit dieses „Salzspiegels“ unter N. N. anlangt, so muß ich bemerken, daß dieselbe doch erhebliche Niveaudifferenzen aufweist. Es sind, um ein LACHMANNsches Bild weiter auszuführen, diese Hutzonen von Anhydrit und Gips keine Ekzeme, sondern gewissermaßen die Vernarbungs-

---

[1]) R. LACHMANN: Über autoplaste (nicht tektonische) Formelemente im Bau der Salzlagerstätten Norddeutschlands. Diese Zeitschr. 1910, S. *113* ff.

stellen im Antlitz des vordiluvialen Untergrundes Norddeutschlands. Der Gehalt an schwerer löslichem Calciumsulfat in den aus den Erdrissen herausgequollenen Salzmassen bildete das Serum, welches die Wunden verheilen ließ und die Salzlagerstätten vor weiterer Auflösung durch die Tagewässer schützte.

Endlich möchte ich noch ein interessantes Gestein erwähnen, dessen eruptive Natur Herr E. ZIMMERMANN zuerst erkannte. Es handelt sich um das Auftreten von Basalt in zwei Bohrungen an der westlichen Randspalte des Rolfsbütteler Salzhorstes. Der Basalt liegt hier anscheinend gangartig im Anhydrit bzw. Gipsgebirge. Den Herren SCHEIBE und BERG verdanke ich eine mikroskopische Bestimmung des Vorkommens, nach der es sich um ein basaltisches Gestein handelt. Es ist bereits ziemlich stark zersetzt, doch sind im Dünnschliff Augite noch stellenweise frisch vorhanden zu beobachten, Olivin ist in deutlichen, sechsseitigen Umrissen erkennbar, jedoch überall bereits in Serpentin übergeführt. Auffallend ist in dem Vorkommen aus der einen Bohrung ein ziemlich hoher Gehalt an Biotitglimmer. Das Gestein besitzt also nach seinem ganzen petrographischen Habitus den Charakter eines Gangbasaltes. Es mag dahingestellt bleiben, ob das Empordringen dieses Basaltganges, der, beiläufig bemerkt, das nördlichste bis jetzt bekanntgewordene Basaltvorkommen in Deutschland repräsentiert, in ursächlichem Zusammenhange mit der Emporpressung des Salzgebirges steht. Ich halte es für unwahrscheinlich und nehme an, daß der Basalt zu späterer Zeit emporgedrungen ist, weil er anscheinend nicht auf der Randspalte des Horstes aufsetzt. Die beiden Bohrungen, in denen der Basalt annähernd in gleicher Teufe angetroffen wurde, liegen vielmehr in südost-nordwestlicher Richtung. Der Basaltgang, falls wir es wirklich mit einem Gang zu tun haben, scheint also quer zur nördlichen Streichrichtung des Horstes zu verlaufen.

Der Basalt wurde angetroffen in der Bohrung Rolfsbüttel XIII als Einlagerung im Gips bzw. Anhydrit in der Teufe von 160—233 m. Die aus dieser Bohrung stammenden Kernstücke zeigen noch deutlich die Verwachsung des Gipses mit dem ihn durchbrechenden Basalt. Die Bohrung liegt unmittelbar an der westlichen Randspalte des Horstes. In der Bohrung Rolfsbüttel XI wurde der Basalt in der Tiefe 200,25—220,5 m erbohrt, und zwar an der Grenze zwischen Gips und Steinsalz. Verbindet man diese beiden Bohrungen, so ergibt sich, daß der Basaltgang etwa südost-nordwestlich streichen müßte, während die Randspalten im Streichen des Horstes nord-südlich verlaufen. Danach aber scheint der Basaltgang den Horst

quer zu durchbrechen und jedenfalls in keinerlei Beziehung zur Aufpressung desselben zu stehen.

An der Diskussion zu diesem Vortrage beteiligten sich die Herren BEYSCHLAG, HAACK, ZIMMERMANN, BLANCKENHORN, HAARMANN, BERG, NAUMANN, MESTWERDT und der Vortragende.

Herr **BLANCKENHORN** führte aus:

Die interessanten Ausführungen des Herrn HARBORT über die aufgepreßten Zechstein-Salzhorste haben mich an zweierlei Vorkommnisse erinnert.

Zunächst die in Thüringen, Kurhessen und Rhöngebiet nicht seltenen längeren schmalen Streifen oder kurzen Schollen von Zechsteingebirge zwischen Schichten der Trias, wie sie namentlich BÜCKING[1]) in zwei Arbeiten beschrieben hat. Losgetrennte, d. h. nicht mehr mit den Tiefenmassen direkt verbundene Schollen von Letten und Dolomit des Oberen Zechsteines erscheinen hier oft steil aufgerichtet neben Triasschichten eingeklemmt zwischen zwei Verwerfungsflächen, die, wie BÜCKING 1880 nachwies und in Profilen zur Darstellung brachte, auffälligerweise manchmal nach unten deutlich konvergieren, so daß die Zechsteinscholle sich nach unten keilförmig zuschärft und endigt.

Westlich von Urspringen auf Blatt Sondheim v. d. Rhön liegt nach BÜCKINGs und meinen eigenen Aufnahmen eine im ganzen etwa elliptische Scholle von Plattendolomit des oberen Zechsteins von 5—20 Schritt Breite und 60 Schritt Länge in einer SO—NW gerichteten Verwerfungsspalte zwischen Unterem Buntsandstein und Oberem Wellenkalk, und in ganz ähnlicher Weise ist gleich nördlich an einer Parallelspalte zwischen Mittlerem Muschelkalk etwas Röt heraufgepreßt. Derartige Verhältnisse habe ich wiederholt in anderen Teilen der Rhön und Hessens vorgefunden und bin bei der Erklärung der beobachteten Erscheinungen ohne die Hilfenahme einer gewissen Hebung oder Aufpressung nicht immer ausgekommen. Die Verwerfungen, um die es sich da handelt, dürften der Miocänperiode zufallen und dem Hauptausbruch der Basalte vorangehen.

Bezüglich der äußeren Erscheinungsform der aufgetriebenen Salzhorste Hannovers und ihres Zusammenvorkommens mit

[1]) Gebirgsstörungen und Erosionserscheinungen südwestlich vom Thüringer Wald. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1880, S. 60, Taf. II—III. — Über einige merkwürdige Vorkommen von Zechstein und Muschelkalk in der Rhön. KÖNEN-Festschrift 1907.

Eruptivgesteinen möchte ich zum Vergleich auf die eigentümlichen Gips- und Salzlager Algeriens aufmerksam machen, welche mit der Eruption der propylitischen Gesteine tatsächlich in ursächlicher Beziehung stehen, sich aber auch an andere Eruptivgesteine wie Basalt, Dolerit anschließen können. Dieselben zeigen sich zerstreut in der Talregion in Nordalgerien wie in den Hochplateaus des Atlas überall mit den nämlichen Charakteren als mehr oder weniger umfangreiche ungeschichtete Massen, welche das Kreidegebirge, seltener den Jura und das Tertiär nach Art von Eruptivgängen durchbrechen. Mitten darin kommen an vielen Punkten Bruchstücke oder ein größerer Kern von pyrogenem Gestein vor.

Diese Erscheinungen sind vollkommen analog dem Auftreten von Gips und Steinsalz im Gefolge der Ophite in den Pyrenäen und lassen sich durch zwei Hypothesen erklären, die allerdings auf unsere besprochenen norddeutschen Verhältnisse nicht passen. Entweder bzw. teilweise sind es selbständige Ausscheidungen aus den bei und nach der Eruption aufsteigenden schwefel- und kochsalzhaltigen Thermen, oder aber, was jedenfalls bei den Gipsen wahrscheinlicher ist, sie entstanden einfach durch Metamorphose der von den Gangspalten durchbrochenen Kalke[1]). Letztere, seit dem Aufreißen der Spalte eine Zeitlang der Einwirkung von heißen Dämpfen und Thermen ausgesetzt, wurden allmählich in Anhydrit und Gips umgewandelt. Die Gipse sind gewöhnlich nicht rein, sondern enthalten regellos Trümmer der umgebenden Gesteine, wie Kalkbruchstücke, die der Metamorphose zum Teil widerstanden haben. Die mit der Umwandlung des gewöhnlich zuerst gebildeten Anhydrits in Gips verbundene bedeutende Volumvermehrung hatte ein derartiges Aufblühen der Gipsmasse unter oder an der Erdoberfläche zur Folge, daß dies ganz den äußeren Schein von Eruption erweckt. So konnte der Gips aus tieferen Lagen mit kalkiger Umgebung, in der er sich bildete, emporsteigen zwischen tonige, nicht metamorphosierte Schichten, auf deren Kosten er früher nicht entstanden sein konnte. Zum Teil ist der Kalk auch in Dolomit, Marmor oder Zuckerkalk umgewandelt, wie im Harrachtale und bei Aumale. Vereinzelte, oberflächlich auffallende Dolomitbildungen zwischen rein kalkiger Umgebung lassen oft auf Gegenwart von Gips in gewisser Tiefe schließen, den sie wie ein Mantel verdecken.

---

[1]) Pomel: Description et carte géolog. du Massif de Milianah. Public. de la Soc. de Climatologie d'Alger. Paris 1875.

POMEL ist geneigt, die Entstehung dieser unregelmäßigen Gipsmassen speziell im Norden der Provinz Alger an die Eruptionsperiode zwischen seinem Sahélien und dem Quaternär also gegen Ende des Tertiärs zu knüpfen. Die Gipsvorkommnisse im marinen Miocän und Pliocän und im altquartären Süßwasserkalk von Oran und Alger (z. B. am Qued Mélah und an der Tafna) werden jedenfalls pliocän-diluvialen Alters sein und mit der Eruption doleritischer Massen zusammenhängen[1]).

Herr **ERNST NAUMANN** macht im Anschluß an den HARBORTschen Vortrag eine vorläufige Mitteilung über ein von ihm am 11. März 1910 besuchtes **Basaltvorkommen im Salzlager des Schachtes der Gewerkschaft Heldburg** bei Leimbach unweit Salzungen.

Hier wurde im Frühjahr 1910 auf der 320 m-Sohle auf einer west-östlichen, nach Osten geneigten Strecke in einer Entfernung von 68 m vom Schacht im Steinsalz ein 0,52 m mächtiger Basaltgang angefahren. Das Ausgehende desselben Ganges war schon früher auf einer anderen, über der genannten ost-westlichen in gleicher Richtung verlaufenden horizontalen Strecke angetroffen worden, und es besteht kein Zweifel, daß es sich um ein und denselben Gang handelt, da beide Vorkommen das Streichen von 21° 30′ zeigen. An seinem oberen Ende, das in der oberen Strecke beim Besuch des Verfassers deutlich aufgeschlossen ist, besitzt der Gang am Südstoß eine im allgemeinen abgerundete, auf der einen Seite etwas zackige Endigung; am Nordstoß ist er oben abgerundet und von eckigen Bruchstücken zerspratzten, schlackigen Basaltes umgeben. Nach Süden verschmälert sich der Gang, bis er schließlich ganz auskeilt: Eine südliche Parallelstrecke zeigt den Gang nur noch 2—4 cm mächtig, und eine noch südlichere zeigt an Stelle des Ganges eine aus einem rosafarbenen Salz bestehende Kluftausfüllung, die das gleiche Streichen hat wie der Gang selbst.

Das Gestein ist seiner petrographischen Zusammensetzung nach als ein Feldspatbasalt zu bezeichnen; Einsprenglinge sind Augite und auf Klüften stark serpentinisierte Olivine; die Grundmasse bilden Plagioklasleisten, Augitprismen, Magnetitkörnchen

[1]) BLANCKENHORN: Die geognostischen Verhältnisse von Afrika. I. Teil: Der Atlas der nordafrikanischen Faltengebirge. Ergänzungsheft 90 zu PETERMANNS Geogr. Mitt., Gotha 1888, S. 48, 57, 58.

und eine stellenweise reichliche Glasbasis. Ferner findet sich Kalkspat und als schon makroskopisch wahrnehmbarer Einschluß im Gestein Steinsalz, das mandelartig kleinste Hohlräume ausfüllt. Laugt man daher das Gestein mit Wasser aus, so bleibt ein mehr oder weniger schlackiger Basalt übrig.

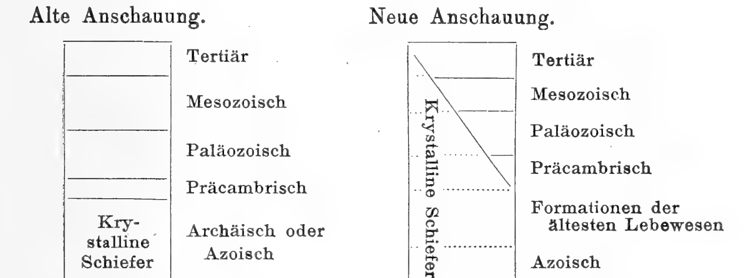
Der Kontakt des Salzes mit dem Basalt bietet keine auffälligen Erscheinungen dar, mit Ausnahme der außerordentlich starken Anreicherung des Salzes mit Kohlensäure. Diese erfüllt das Salz in feinster Verteilung in Form mikroskopisch kleiner Gasbläschen, die unter Druck stehen; denn beim Auflösen des Salzes in Wasser entweicht das Gas mit wahrnehmbaren kleinen Detonationen. Auch bemerkt man beim Auflösen in Wasser einen eigentümlichen Geruch, der auf die Anwesenheit eines Kohlenwasserstoffes schließen läßt.

Dieses Basaltvorkommen liegt mit den beiden Basaltkuppen am Hundskopf bei Hohleborn auf einer geraden Linie, und diese streicht wie unser Gang etwa 21°. Der große Kohlensäurereichtum der Leimbacher Salze wurde schon früher auf basaltische Kohlensäure zurückgeführt, und man vermutete einen Zusammenhang mit dem Basaltausbruch des Hundskopfes. Durch unser Basaltvorkommen erhält diese Ansicht eine wesentliche Stütze. Zugleich ist hiermit erwiesen, daß der Basalt von Leimbach auf einer Kluft empordringend im Salz stecken geblieben ist, und es wird anderseits wahrscheinlich, daß die Basalte am Hundskopf, die die Erdoberfläche erreicht haben, auf derselben nordnordöstlich streichenden Kluft emporgedrungen sind. Es sei hier noch bemerkt, daß ungefähr gleichzeitig Herr Geheimrat BEYSCHLAG im Kalischacht Unterbreizbach ein, wie sich auch durch Begehung über Tage nachweisen ließ, gangförmiges Basaltvorkommen befahren hat, das ebenfalls eine enorme Anreicherung des Salzes mit Kohlensäure aufweist, und daß Herr Dr. FINCKH in diesem Basalt Salzeinschlüsse beobachtet hat.

Herr **G. BERG** sprach dann über **die Entstehung der Orthogneise.**

Die Entstehung der krystallinen Schiefer bildet schon seit langem eines der interessantesten Probleme der petrogenetischen Geologie. Während man früher meist annahm, daß in ihnen die Sedimente der ältesten Epochen unserer Erdgeschichte, der archäischen Zeit, vorliegen, hat sich neuerdings mehr und mehr die Ansicht Bahn gebrochen, daß die krystallinen Schiefer Umwandlungsprodukte normaler Sedimente und Massengesteine sind,

und daß diese Umwandlung in der Regel nur die ältesten Schichten betroffen hat, daß aber ausnahmsweise auch sehr alte Schichten noch nicht metamorph oder sehr junge Schichten schon völlig metamorph sein können. Während man früher glaubte, daß die Grenze zwischen normalen Sedimenten und krystallinen Schiefern an der Basis des Cambriums liege, weiß man jetzt, daß sie die Reihenfolge der Formationen sozusagen schräg durchsetzt, so daß noch ein kleiner Teil des Tertiärs den krystallinen Schiefern zufällt, während von den präcambrischen Formationen nur ein kleiner Prozentsatz unmetamorph geblieben ist. Im mittleren Devon und oberen Silur halten sich metamorphe und nicht metamorphe Gesteine ungefähr die Wage, wie etwa nachstehendes Schema der Verbreitung krystalliner Schiefer zeigt.



Die interessanteste und charakteristischste Gruppe der krystallinen Schiefer, die Gneise, hat ROSENBUSCH zuerst in zwei große Gruppen geschieden: in die Paragneise, die aus der Metamorphose von Sedimenten, und die Orthogneise, die aus der Metamorphose von Massengesteinen sichgebildet haben. Letztere erkennt man an ihrem chemischen Bestand, an den endogenen und exogenen Kontakterscheinungen, die sich an ihrem Salband finden, und an der Führung von Nebengesteinseinschlüssen. Es hat sich herausgestellt, daß die granitischen Orthogneise, d. h. die parallelstruierten Modifikationen granitischer Massengesteine, eine außerordentlich weite Verbreitung haben, und über ihre Entstehung ist denn auch in den letzten Jahrzehnten vor allen Dingen der Streit der Meinungen entbrannt. Die älteste und nächstliegende Anschauung ist die, daß die Gneise durch einfache mechanische Zerquetschung aus Graniten entstehen. Dieser Vorgang findet sich in der Tat z. B. dort, wo Granite in der Nähe von Verwerfungen zu schiefrigen Modifikationen ausgewalzt sind. Derartige Verhältnisse sind unter anderen von REINISCH[1]) aus dem Gebiet der Lausitzer Hauptverwerfung beschrieben worden. Der gänzliche Mangel an Zer-

brechungserscheinungen, den das mikroskopische Bild vieler Gneise aufweist, führte zur Entstehung zweier weiterer Theorien, derjenigen einer sog. Krystallisationsschieferung, und derjenigen einer primären Streckung. Die Theorie der Krystallisationsschieferung wurde wohl zuerst von BECKE[2]) aufgestellt und durch zahlreiche Arbeiten dieses Forschers sowie von GRUBENMANN[3]) und VAN HISE[4]) theoretisch wie an praktischen Beispielen eingehend durchgearbeitet. Sie geht davon aus, daß unter der lösenden Wirkung des in jedem Gesteine kapillar oder subkapillar vorhandenen Wassers alle Mineralien einer langsamen Umkrystallisation unterliegen, und daß die dabei neu entstehenden Krystalle (oft sind es besondere, charakteristische, andere Mineralspezies als im ursprünglichen Gestein) sich mit ihren größten Flächen normal zur Richtung des stärksten Druckes einstellen, und daß dadurch eine Paralleltextur des neugebildeten Gesteines entsteht. Diese Theorie hat sich als außerordentlich fruchtbar für die ganze Petrographie der krystallinen Schiefer erwiesen. Nach den Untersuchungen BECKES, GRUBENMANNS und FRANZ EDUARD SUESS'[5]) kann es kaum einem Zweifel unterliegen, daß viele Gneise, z. B. im südlichen Teil der böhmischen Masse, auf diese Weise aus richtungslos körnigen Graniten hervorgegangen sind. Die Theorie der primären Streckung wurde besonders von GÄBERT[6]) seinen Untersuchungen an den Gneisen des Erzgebirges zugrunde gelegt. Auch er bringt Beispiele für die Richtigkeit dieser Theorie. Die Aufschlüsse an der Riesenburg zeigen z. B. einen Lagengneis von pegmatitischem Habitus, der die umschließenden Schiefer durchbrochen und injiziert hat, dessen Lagen zugleich mit dem Schiefer intensiv gefaltet sind, und der dennoch keinerlei innere Zerbrechungserscheinungen aufweist. Die überaus innige parallele Wechsellagerung, welche viele Gneise mit ihren schiefrigen Nebengesteinen verbindet, veranlaßte LEHMANN[7]) zu seiner Theorie der Injektionsgneise. Diese Theorie wurde später von französischen Forschern als Feldspatisation (der Ausdruck stammt von FOURNET[8]) und wurde von BARROIS[9]) wieder aufgenommen) in modifizierter und erweiterter Form weiter ausgebaut. In neuerer Zeit vertritt besonders KLEMM[10]) ähnliche Anschauungen. Es läßt sich in der Tat nicht leugnen, daß gewisse Arten der sogenannten Flammengneise einer vollkommenen Aufblätterung und Durchtränkung dünnblättriger Schiefer durch granitisches Magma allein oder doch fast allein ihre Entstehung verdanken. Einen mehr vermittelnden, alle Entstehungsarten berücksichtigenden Standpunkt nimmt KÜHN[11]) in seiner Untersuchung argentinischer Gneise ein.

Wir sehen also, daß für die Richtigkeit fast jeder der Theorien ein klassisches Beispiel sich anführen läßt, und müssen daraus schließen, daß jeder der angenommenen Prozesse imstande ist, ein granitisches Magma in Gneis überzuführen. Da sich aber die verschiedenen Prozesse nicht gegenseitig ausschließen, so können wir wohl annehmen, daß in der Mehrzahl der Fälle mehrere von ihnen zugleich die Umwandlung herbeigeführt haben. Aufgabe der petrographischen Untersuchung der Orthogneise wird es sein, festzustellen, welche Prozesse in jedem einzelnen Falle gewirkt haben, und inwieweit sie an der Ausbildung der Parallelstruktur als Ursache beteiligt sind.

Die Untersuchung der krystallinen Schiefer im Osten des Riesengebirges machte mich mit einem großen, an allerlei verschiedenen Gneisen sehr reichen Areal krystalliner Schiefer bekannt. Die petrographische Beschreibung aller Gesteine des Gebietes soll in einer ausführlichen Arbeit in den Abhandlungen der Geologischen Landesanstalt mit Karte, Mikrophotogrammen, Analysen usw. später zusammenfassend veröffentlicht werden. Im folgenden gebe ich nur eine kurze Darlegung der Ergebnisse bezüglich der Orthogneise und der Schlußfolgerungen, zu denen mich diese Ergebnisse führten, sozusagen als vorläufige Mitteilung.

Schon in meiner Arbeit über die Magneteisenerzlager von Schmiedeberg wies ich darauf hin, daß die Gneise jenes Gebietes als gestreckte Granite, also als Orthogneise, zu betrachten seien; dies ergiebt sich vor allem aus den häufigen Übergängen in granitisch-körnige Massen und, wie ich neuerdings nachweisen konnte, durch die Führung eckiger Nebengesteinsbruchstücke. Makroskopisch finden sich echte körnige Granite, Blauquarz-Granite, Augengneise, ebenschiefrige Lagengneise, schlierige Lagengneise (ohne wesentliche parallele Spaltbarkeit). Auch Flasergneise und langflaserige bis schiefrige Gneise treten auf, nur kurzschuppige Gneise sind so gut wie ausgeschlossen. Die mikroskopische Untersuchung einer großen Zahl von Dünnschliffen ergab die verschiedensten Texturen: Parallele und körnige Gesteine, beide teils mit, teils ohne Kataklase, lang hingestreckte Glimmerflasern und Sericithäute, und kurze $\parallel \sigma$ (der Schieferungsebene) gestreckte Glimmerputzen, einheitliche Gesteinsmassen und solche, die einen wesentlichen Wechsel ihrer Beschaffenheit an verschiedenen Stellen des Schliffes (meist in verschiedenen parallelen Lagen angeordnet) zeigten.

Die granitisch-körnigen Massen sind meist sehr grobkörnig. Nur selten zeigen sie u. d. M. völlig unverletzte Krystallindividuen, meist ist bereits durch mechanischen Druck eine

weitgehende Kataklase eingetreten. Diese mikroskopische Kataklase kann man den Gesteinen meist auch mit unbewaffnetem Auge schon ansehen. Ihre Struktur zeigt ein eigenartiges, wie verschwommen erscheinendes Bild, und die Quarze sind meist von intensiv blaugrauer Färbung. U. d. M. sind diese Blauquarze von Myriaden kleiner Flüssigkeitseinschlüsse durchsetzt, die in kreuz und quer das Mineral durchziehenden Ebenen (verheilten Rissen) angeordnet sind. Die Kataklase kann bis zur vollständigen Zerstückelung aller Gemengteile gehen. Meist findet sich indessen bei weitgehender Zerpressung eine andere Erscheinung, welche auf ein seitliches Ausweichen der gepreßten Massen schließen läßt. In dem feinkörnigen Splitterhaufwerk finden sich lang hingestreckte, aber dennoch beiderseits ausklingende Quetschzonen, in denen die Feldspate nicht nur zersplittert, sondern zu sericitischen Massen zermalmt sind. Meist sind diese Zonen durch die Glimmerkrystalle und Glimmerputzen des Granites verursacht; sie entsprechen aber nicht deren Lage, sondern sind sämtlich untereinander parallel und normal zur Druckrichtung orientiert. Wellenförmig schmiegen sie sich nur um die größeren, noch nicht zerstückelten Gemengteile herum, und so entstehen mehr oder weniger gestreckte Augengneise, deren Augen oft, wenn der Granit sehr grobkörnig war, bis Faustgröße erreichen. Diese Sericitsträhne, in denen auch die spärlichen zerfetzten Biotitreste liegen, sind keineswegs unabhängige einfache Dislokationsklüfte mit begleitenden Zermalmungserscheinungen, sie sind vielmehr als beiderseits in der kataklastischen Splittermasse verklingende Zonen verstärkten seitlichen Ausweichens, als Gleitflasern [Reinhard[12])], zu betrachten. Zwischen ihnen sind die Gemengteile zu langen linsenförmigen Trümmeraggregaten ausgezogen, und auch diese Trümmerlagen schmiegen sich den rundlichen Umrissen der augenförmig erhaltenen größeren Feldspate an. Eine noch weitergehende Zerquetschung des ganzen Gesteins, welche zur Ausbildung von fast reinen, nur mit feinstem Quarzstaub durchsetzten Sericitschiefern führen würde, läßt sich in unserem Gebiet nur an einzelnen Handstücken, nicht an Arealen nennenswerter Größe nachweisen. Dagegen treten uns in vielen Schliffen die deutlichsten Spuren wesentlicher Neubildungen entgegen. Die Feldspatareale und besonders die Quarzareale sind zu einheitlichen Individuen oder Gruppen solcher regeneriert. Oft passen sich die Feldspate den neuen Verhältnissen unter Umbildung zu Mikroklin, Mikroperthit und Mikroklinmikroperthit an. In den Strähnen vereinigen sich die feinschuppigen Glimmerblättchen zu neuen größer individuali-

sierten Massen. Auch der Biotit regeneriert sich, so daß an Stelle der Ausweichzonen unregelmäßig großblättrige Glimmerflasern entstehen, eine Erscheinung, auf die LEHMANN[7]) schon hinwies. Auch in den rein kataklastischen Graniten ohne Sericitsträhne finden sich deutliche Neubildungen, wie wir schon an den ausgeheilten Quersprüngen der Blauquarze erkannten. Die Feldspate zeigen bisweilen regenerierte Ränder, aber die Neubildungen bleiben doch gegen die Kataklase sehr im Hintertreffen, so daß es erklärlich ist, wenn wir Gesteine mit reiner Krystallisationsschieferung, also mit einzelnen, aber parallel gestellten Glimmerblättern, schuppige Gneise, in unserem Gebiet nicht auffinden.

Betrachten wir, wie sich bei den verschiedenen Umwandlungsprodukten des Granites die allerdings recht spärlichen Einschlüsse verhalten, so sehen wir, daß sie im Kataklasgranit noch ihre eckige Form behalten. Beim Eintreten der Quetschungszonen können wir in günstigen Fällen sehen, wie diese als Verwerfungsklüfte die Grenzen der Einschlüsse verschieben. Meist allerdings sind die Einschlüsse, die ja aufgeblätterte und abgebrochene Schieferschollen sind, schon von Natur mit ihren Längsflächen normal zur Druckrichtung, also $\parallel \sigma$, gelagert, so daß Verwerfungen nicht eintreten können. Geht die Quetschung noch weiter, so werden die Einschlüsse zu linsenförmigen Massen ausgewalzt, die, wenn sie, wie in unserem Falle meistens, aus Biotithornfels bestanden, als ein Chloritquarzaggregat sich darstellen. Neukrystallisation läßt sie zu Biotitquarzschiefern werden, und zwar zu flaserigen, wenn wesentlich mechanische Kräfte mitwirkten, zu kurzschuppigen, wenn vorwiegende Krystallisationsschieferung vorhanden war.

Ein großer Teil der Gesteinstypen läßt sich also erklären als durch mechanische und chemische Umwandlung aus gleichkörnig-granitischen Gesteinen entstanden. Es finden sich aber auch Gesteinsarten, die eine solche Erklärung nicht ohne weiteres zulassen. Von besonderem Interesse ist hier eine Varietät, welche besonders in den randlichen Teilen der Gneisgebiete verbreitet ist, und die ich im folgenden kurz als schlierige Gneise bezeichnen will. Diese Gesteine, im östlichen Riesengebirge meist von pegmatitischer Mineralzusammensetzung, also mit wenig und vorwiegend muscovitischem Glimmer, zeigen weder dem bewaffneten noch dem unbewaffneten Auge irgendwelche mechanische Deformationen. Auch sind die Mineralien keineswegs mit ihren Längsrichtungen gleichsinnig orientiert, und dennoch zeigen sie eine deutliche Parallеltextur. Sie wird

bedingt durch einen schon makroskopisch sichtbaren Wechsel von dünnen quarzreichen und feldspatreichen Lagen. Die Lagen sind nicht scharf begrenzt, auch findet keine deutliche schiefrige Absonderung des Gesteins nach diesen Lagen statt. Am Nebengestein gehen die Lagen stets mit der Gesteinsgrenze parallel; eckige Einschlüsse umschmiegen sie augenförmig, und als bester Beweis, daß sie nicht durch eine wieder verheilte Gleitbewegung des Gesteines entstanden sind, kann der Umstand gelten, daß die Einschlüsse völlig ungeschiefert, hornfelsartig und von kleinen Apophysen des granitischen Materiales durchsetzt sind. U. d. M. erkennt man, daß das Gestein aus einem Wechsel von kleinkörnig-feldspatreichen und etwas gröber körnigen, vorwiegend aus Quarz und Muscovit bestehenden Zonen zusammengesetzt sind. Die Mineralien der letzteren Partien stoßen mit außerordentlich zackigen, komplizierten Grenzen aneinander, und besonders sind die Muscovitquerschnitte oft von geradezu bizarrer Form, während die Biotite einfachere Umrisse aufweisen und mehr in den feldspatreichen Lagen sich finden. Die kleinste mechanische Beeinflussung müßte sich in den Quarz-Muscovitpartien durch Zerspringung der Quarze und Verschiebung der Muscovite geltend machen; daß aber keine Krystallisationsschieferung vorliegt, zeigt die Form und Lage der Mineralkörner, deren Längsflächen in allen möglichen Richtungen im Gestein liegen. Die einzig mögliche Erklärung für diese Gesteine ist meines Erachtens die, daß man sie als eine der Fluidalstruktur gewisser Porphyre analoge Fluktuationserscheinung im granitischen Magma, also als eine primäre Streckung, auffaßt. Die quarz-muscovitreichen Schlieren sind dabei als ultrasaure, pegmatitische und z. T. vielleicht halbpneumatolytische Bildungen aufzufassen, worauf besonders das Vorkommen des vielen Muscovites hinzuweisen scheint. Vergleichende Studien an den Gesteinen anderer Gneisareale führten zur Auffindung weiterer Vorkommnisse solcher schlieriger Gneise. Vor allem zeigen die zweifellos primär gestreckten „Pegmatitgneise“ der Riesenburg bei Osseg, die schon eingangs erwähnt wurden, eine ganz ähnliche Struktur. Auch der Lagergranit vom Katzenstein bei Rochlitz, eine vereinzelte Granitintrusion in dem Schiefermantel des sächsischen Granulitgebirges, zeigt ganz ähnlichen, undeutlich lagenförmigen Wechsel von quarzreichen und feldspatreichen Partien.

Es soll nun keineswegs gesagt werden, daß diese schlierigen Gneise die einzigen Abarten seien, welche unveränderte primäre Streckung aufweisen. Es wäre zum Beispiel möglich, daß manche schuppige Gneise, die sich von eugranitischen Ge-

steinen nur durch die parallele Lage der Glimmerblätter unterscheiden, primär gestreckt sind, d. h. so, wie sie jetzt vorliegen, aus dem Schmelzfluß herauskrystallisierten. Aber es ist doch immerhin noch nicht bewiesen, daß ein einseitiger Druck, ein Streß im Sinne Beckes und Grubenmanns, innerhalb einer, wenn auch vielleicht sehr viskosen Flüssigkeit existieren kann, ohne sich in allseitigen hydrostatischen Druck umzusetzen. Denkbar und wahrscheinlich wäre ein einseitiger Druck nur dann, wenn er lokal wirkt und die Flüssigkeit von den Stellen stärkeren Druckes nach denen schwächeren Druckes ausquetscht. Dann entsteht aber eine Bewegung in der Flüssigkeit, und das Ergebnis muß ein den Fluidalstrukturen der Porphyre ähnliches sein, wie es zwar in einem schlierigen Lagengneis, nicht aber in einem gleichmäßig schuppigen Gneise vorliegt. In den meisten schuppigen Gneisen zeigen uns übrigens die Mineralisation (das oft reichliche Vorkommen von Granat, Mikroperthit, Myrmekit usw.) sowie gewisse Eigenheiten der Struktur (verheilte Streckrisse, verheilte Kataklasen, regenerierte Feldspate), daß sie einer starken Neukrystallisation unterlegen haben. Zuvörderst und bis zum Beweise des Gegenteils sind wir daher wohl berechtigt, von jedem schuppigen Orthogneis anzunehmen, daß er durch Krystallisationsschieferung ohne wesentliche mechanische Streckung aus granitischem Gestein hervorgegangen sei. Ähnliches wie vom schuppigen gilt vom flaserigen Gneise. Die Flasern zeigen niemals einen an Fluidalstruktur erinnernden Bau und lassen sich durch Krystallisationsschieferung unter gleichzeitigem Eintreten mechanischer Ausweichbewegung so ungezwungen erklären, daß wir, auch wenn die mineralogischen und strukturellen Anzeichen der Krystallisationsschieferung nicht nachweisbar sind, uns für berechtigt halten können, eine rein primäre Streckung zunächst nicht anzunehmen. Gneise mit lang sich hinziehenden Sericithäuten sind selbstverständlich mechanisch beeinflußt. Dasselbe könnte man von allen Gesteinen mit inneren Zerbrechungen annehmen. Diejenigen Forscher, welche der primären Streckung einen sehr weitgehenden Einfluß bei der Entstehung der Gneise einräumen, pflegen indessen solche Zerbrechungen gern als Anzeichen einer Protoklase zu betrachten. Verf. muß gestehen, daß er diesen Anschauungen recht skeptisch gegenübersteht. Der Begriff der Protoklasstruktur wurde zunächst für gewisse porphyrische Gesteine eingeführt, in denen die Gemengteile der älteren Generation nicht als wohlgebildete Krystalle oder als Resorptionsreste solcher, sondern als deutlich mechanische Bruchstücke von der normal entwickelten Grundmasse um-

schlossen werden. Der Begriff der Protoklase setzt also das Auftreten von zwei Krystallgenerationen oder doch zum mindesten von zwei in sehr streng getrennten Perioden auskrystallisierten Mineralkomponenten voraus. Man wäre wohl berechtigt, einen Granit als protoklastisch anzusprechen, wenn die Feldspate zerbrochen, die Quarze aber noch völlig intakt wären. Die außerordentlich leichte Möglichkeit einer Neubildung von Quarz aber, die sich uns auf Schritt und Tritt zeigt, läßt hier höchste Vorsicht geboten sein. Die langsame Erstarrung und die große Mineralisationskraft des Granites macht es auch recht unwahrscheinlich, daß die Feldspatbruchstücke als solche in der zuletzt sich ausscheidenden Quarzmasse erhalten bleiben; es ist vielmehr viel wahrscheinlicher, daß sie zu kleineren neuen Krystallen noch vor der Einbettung ausheilen. Ein ähnlicher Prozeß wie der eben angedeutete liegt vielleicht der Bildung der schlierigen Gneise zugrunde, indem hier ein Krystallbrei von Feldspaten während des langsamen Fließens durch die quarz- und muscovitbildenden pegmatitischen „Endlaugen“ durchtränkt und verkittet wurde.

Nachdem wir in den schlierigen Gneisen primär gestreckte Granitmodifikationen erkannten, fällt es uns nicht schwer, deren durch Zertrümmerung und Neukrystallisation entstandene Umwandlungsprodukte aufzufinden. Bei Arnsberg finden sich in unserem Gebiet nahe der Schiefergrenze Gesteine, welche noch keine deutliche Parallelabsonderung, aber dennoch eine sehr starke und feine, an Granulite erinnernde Lagenstruktur aufweisen. U. d. M. zeichnen sie sich durch sehr starke Kataklase ohne Quetschungserscheinungen aus. Wir sind wohl berechtigt, sie als dem Stadium der Blauquarzgranite entsprechende Modifikation der schlierigen Gneise zu betrachten. Ebenplattige, leicht spaltbare Schiefer mit weit ausgedehnten Sericithäuten || σ sind offenbar die Produkte weitergehender, mit Quetschung und seitlichem Ausweichen verbundener Umformung dieser Gesteine. Es ist ohne weiteres klar, daß die schlierigen Gneise vermöge ihres Aufbaues aus feldspatreicheren und quarzreicheren Lagen, also aus Lagen, die gegen Druck verschieden widerstandsfähig sind, ganz besonders leicht der mechanischen Umformung unterliegen. Hiermit stimmt es überein, daß die wohlerhaltenen schlierigen Gneise recht selten sind. Da die primäre Streckung ganz besonders in den randlichen Gebieten der Gneisareale auftritt, so kann es uns auch nicht wundern, wenn wir am Rande eine im allgemeinen viel stärkere Parallelstruktur der Gneise finden als in den mittleren Partien.

Die Zermalmung der primär gestreckten Gneise zu eigentlichen Sericitschiefern ist in unserem Gebiet nur ganz selten zu sehen. Diese Schiefer unterscheiden sich von den aus zermalmtem Granit entstandenen nur durch ihre ebenplattige Schieferung. Ähnliches gilt von den unter wesentlicher Neubildung entstandenen Äquivalenten des Flasergneises. Wir können erwarten, hier eine mehr schiefrige als flaserige Textur vorzufinden.

Produkte reiner Krystallisationsschieferung finden wir, wie schon bemerkt wurde, in unserem Gebiete nicht. Wir müßten erwarten, daß aus solchen schlierigen Graniten (bzw. Orthogneisen) Gesteine hervorgehen, welche dünnlagigen Wechsel von verschiedenen bald glimmerreicheren, bald glimmerärmeren Abarten zeigen, bei kurzschuppiger Textur und sekundärer Mineralisation (Mikroperthit, Granat, Cyanit, Andalusit usf.). Es ist sehr wahrscheinlich, daß uns solche Gesteine z. B. in den Granuliten vorliegen. Schon CREDNER[13]) und GÄBERT[6]) wiesen auf allerlei Wahrscheinlichkeitsgründe hin, die dafür sprechen, daß die Granulite des sächsischen Mittelgebirges die primär gestreckten Randpartien eines in zentralen Teilen als Biotitgneis erhaltenen Granitmassives darstellen. Auf Grund vorstehender Betrachtung komme ich also zu demselben Ergebnis, nur, daß ich für die Granulite nicht die Ausscheidung aus dem Magma in der Form, wie sie jetzt vorliegen, voraussetze (welches Magma vermöchte feinfasrigen Mikroperthit neben Cyanit usw. auszuscheiden?), sondern weitgehende Umformung eines ursprünglichen Schlierengranites durch Krystallisationsschieferung annehme.

Betrachten wir nun den Einfluß, welchen eine weitgehende Intrusion und Aufblätterung des schiefrigen Nebengesteins, Amphimixis [GÜRICH[14])], auf die Ausbildung der Gneise hat. Zunächst ist klar, daß die fluidale Schlierenbildung zwischen den Schieferblättern deren Streichrichtung parallel verlaufen muß. Es entsteht also eine hochgradige Konkordanz mit auskeilender Wechsellagerung zwischen Gneis und Schiefer, die durch weitere mechanische und chemische Umsetzung nur noch verstärkt wird. Findet zugleich mit der Intrusion eine Resorption [Diapepsis, GÜRICH[14])] statt, so bilden sich aus den dünneren Schieferblättern basische oder saure Schlieren, die sich ebenfalls der allgemeinen Konkordanz einfügen. Da durch Diffusion die Grenzen der basischen Schlieren unscharf werden, entstehen Flammengneise im Sinne LEHMANNS. Bei hinzukommender metamorpher Umformung ist dann das Endprodukt ein Flasergneis mit chemisch abweichenden Gesteinslinsen.

Verteilt sich das resorbierte Material über weite Gebiete des Granitmagmas, so kann dieses eine chemisch abweichende Randfacies erhalten. Derartige Erscheinungen lassen sich z. B. in den östlichen Gneisgebieten bei Städt. Dittersbach sehr deutlich beobachten. Der Gneis, der hier amphibolitische Gesteine durchsetzt, ist mehrfach randlich durch basische Hornblendegneise, und selbst durch Gabbroschiefern nahestehende Modifikationen vertreten.

Wenn im vorstehenden von mineralischer und mechanischer Umformung granitischer Gesteine nach deren Erstarrung die Rede war, so soll damit keineswegs gesagt sein, daß diese Prozesse völlig unabhängig von der Intrusion, sozusagen später einmal zufällig, eintreten. Wir sehen, daß Intrusionen meist mit der Auffaltung großer Gebirgssysteme verbunden sind. Es ist sehr wahrscheinlich, daß der gebirgsbildende Druck auch nach der Erstarrung des Magmas noch fortwirkt. Ebenso können wir annehmen, daß ein großer Teil der Umkrystallisationen noch unter der Nachwirkung der Erhitzung des Granites und seiner Umgebung erfolgte. Der Vorgang der Tiefenmetamorphose, der bei Sedimenten erst nach Begrabung unter gewaltigen jüngeren Schichtenkomplexen eintritt, ist also für Granite von vornherein gegeben, solange nicht durch eruptive Verbindung des Magmaherdes mit der Oberfläche starke Druckentlastung, Wärmekonvektion und Entgasung möglich ist. Hierauf beruht wohl die Häufigkeit von Orthogneisen im Gegensatz zu Sedimenten, die reine Tiefenmetamorphose, d. h. Metamorphose ohne Nachbarschaft plutonischer Gesteine, erkennen lassen.

Auch die mechanische und chemische Umformung sind keineswegs so zu denken, daß sie voneinander getrennt zu verschiedenen Zeiten wirken; sie gehen vielmehr von Anfang an Hand in Hand, und was die eine erzeugt, wird von der anderen gleichzeitig umgewandelt. Mechanische Umformung allerdings kann nur so lange wirken, als eine Kompression eventuell unter seitlichem Ausweichen der Gesteinskörper noch möglich ist. Die chemische Metamorphose ist an die wesentliche Erwärmung des okkludierten Wassers gebunden. Diese aber wird um so länger anhalten, in je größerer geothermischer Tiefe das Magma erstarrte.

Fassen wir alle Erscheinungen von der Intrusion des flüssigen Magmas bis zum Aufhören der Druckkräfte und bis zur völligen Erkaltung des Gesteines zusammen, so wird allerdings der weitaus größte Teil der Gneisentstehung in dieser Periode stattfinden (kleine Umformungen sind in jedem Gestein zu jeder Zeit im Gange). Für den Gesamtkomplex können

wir dann die von WEINSCHENK[15]) gewählte Bezeichnung Piezokrystallisation sehr wohl anwenden. Daß aber die ursprüngliche Krystallisation aus einem flüssigen Magma unter Druck (der nur ein hydrostatischer sein kann) wesentlich andere Strukturen erzeugt als unter normalen Verhältnissen, ist bisher nicht sicher erwiesen und ist eine Hypothese, deren Heranziehung, soweit man bisher die Dinge überschauen kann, nicht unbedingt nötig erscheint.

Fassen wir die verschiedenen Entstehungsarten der Orthogneise und die daraus resultierenden Strukturen in einem Schema zusammen, so ergibt sich folgendes Bild, wobei a die gleichmäßig körnig erstarrten, b die unter paralleler Schlierenbildung bzw. primärer Streckung erstarrten Gesteine umfaßt. Zwischen beiden Gruppen sind selbstverständlich Übergänge vorhanden.

→ zunehmende Krystallisationsschieferung

↓ zunehmende mechanische Auswalzung		
Urzustand	a) Granite b) Schlierige Gneise (hierher Flammengneise)	a) Schuppige Gneise b) Schuppige Lagengneise (hierher Granulite)
Zerbrechung	a) Blauquarzgranite b) Kataklastische Lagengneise	
Zerquetschung	a) Augengneise b) Serizitische Lagengneise	a) Flaserige Gneise b) Schiefrige Gneise
Zermalmung	a) b) } Manche Sericitschiefer	a) b) } Manche Muscovitschiefer

Zu den Bezeichnungen dieser Tabelle ist zu bemerken:

Schlierige Gneise: Bei normalen Gesteinen schlieriger Wechsel von feldspatreicheren und feldspatärmeren Partien, bei weitgehender Nebengesteinsintrusion oft mit parallelen Hornfelsblättern, bei gleichzeitiger Resorption mit parallelen sauren oder basischen Schlieren (Flammengneise).

Blauquarzgranite: Granite mit makroskopisch verwaschen erscheinender Textur, Kataklase, und meist mit Blauquarz.

Kataklastische Lagengneise: Ebenschiefrig, äußerlich oft granulitähnlich.

Augengneise: Bei prophyrartiger Ausbildung der Granite einzelne Augen in feinkörnig kataklastischer Grundmasse; bei gleichkörniger Ausbildung dichtgedrängte Augen mit wenig feinkörnigem Cement, welches, da es aus der Zerquetschung anderer den Augen an Größe nahe stehender Gemengteile hervorging, aus langen mikroskopischen Linsen von vorwiegendem Quarz oder vorwiegendem Feldspat oder aus Glimmer- bzw. Sericitflasern besteht und dadurch lagengneisartig werden kann.

Sericitische Lagengneise: Die ebenen Schieferungsflächen sind mit zusammenhängenden Sericithäuten belegt. Bei Intrusion und Resorption des Nebengesteins finden sich chemisch abweichende Lagen.

Sericitschiefer gehören nur hierher, wenn sie durch vollkommene Zermalmung der Feldspate aus Granit bzw. Orthogneis entstanden sind, im Falle a sind sie mehr schuppig, im Falle b mehr ebenschiefrig.

Schuppige Gneise: Scheinbar holokrystalline, wie der Mineralbestand und Einzelheiten der Struktur zeigen, aber holoblastische Granitgesteine, deren Glimmer sämtlich parallel gelagert sind.

Schuppige Lagengneise: Den vorigen ähnlich, aber von lagenweise wechselndem chemischen Bestand und der Mineralisation tiefenmetamorpher Gesteine. Oft mikroperthit- und granatreich mit lagenweise wechselndem Biotitgehalt (Granulite).

Flaserige Gneise: Diese Gruppe, bei deren Entstehung alle in Frage kommenden Faktoren in ungefähr gleichem Maße mitgewirkt haben, bildet die große Hauptmasse der Gneise. Sie ist mit allen anderen Klassen durch Übergänge verbunden.

Schiefrige Gneise: Nur, wenn die parallele Schlierenbildung des Ausgangsmateriales ziemlich grob war, bleibt sie als dünnblättriger Wechsel chemisch verschiedener Lagen erhalten.

Muscovitschiefer: Natürlich nur solche, die nachweislich durch die Auswalzung granitischer Massen entstanden sind.

Zusammenfassung.

Einfache Kataklase eines Granites bewirkt in den Gneisen des östlichen Riesengebirges noch keine Paralleltextur.

Sekundäre Paralleltextur wird in diesen Gesteinen erst erzeugt durch ein seitliches Ausweichen der Gesteinsmassen, Differentialbewegung auf untereinander parallel und normal zur Druckrichtung gelegenen Rutschflächen.

Während des Quetschungsprozesses, besonders aber nach Abschluß desselben findet eine Neukrystallisation unter einseitigem Druck statt, welche die Kataklase verheilt und die feinschuppigen Quetschungszonen zu großblättrigen Glimmerflasern umwandelt.

Hat die Neukrystallisation ihr Endziel erreicht, so entstehen parallelstruierte Gesteine ohne Anzeichen gewaltsamer Streckung von scheinbar holokrystallinem in Wirklichkeit aber, wie auch der Mineralbestand oft ausweist, holoblastischem Gefüge. Sie können ganz den Eindruck primär gestreckter Gesteine machen.

Es gibt im Schmiedeberger Gneisgebiet auch Orthogneise, welche eine Parallelstruktur durch primär lagenförmigen Wechsel in der relativen Beteiligung der Gemengteile aufweisen.

Diese Gesteine sind für die Entstehung einer mechanischen Umformung infolge ihrer lagenweisen wechselnden Widerstandskraft besonders empfänglich, um so mehr, als die primäre Streckung parallel der Grenzen der intrudierten Schiefer und damit senkrecht zu der zu erwartenden Druckwirkung verläuft.

Da die primäre Parallelstruktur meist in den randlichen Teilen der Intrusivmassen auftritt, so weisen die Gneismassen meist in den randlichen Partien wesentlich stärkere Schieferungserscheinungen auf, als in den oft noch granitisch- körnigen mittleren Partien.

Tritt keinerlei mechanische und chemische Deformation auf, so entstehen zentral granitische Gesteine, randlich schlierige Gneise und bei starker Intrusion und Resorption Flammengneise (Adergneise).

Beim Hinzukommen kataklastischer Zertrümmerung bilden sich zentral Blauquarzgranite, randlich kataklastische Lagengneise.

Kommt innere Zerquetschung hinzu, so entstehen zentral (neben Blauquarzgraniten) Augengneise, randlich Lagengneise mit Sericithäuten.

Bei gleichzeitiger Ausheilung und Zerquetschung durch Krystallisationsschieferung entwickeln sich zentral granitische bis flaserige, randlich schiefrige Gneise.

Überwiegende Krystallisationsschieferung erzeugt zentral schuppige bis granitisch-körnige Massen, randlich lagenförmig kurzschuppige Gesteine (Granulite und Biotitgranulite).

Literatur.

1. REINISCH: Druckprodukte aus Lausitzer Biotitgranit. Habilitationsschrift, Leipzig 1902.
2. BECKE: Gneisformation des Niederösterreichischen Waldviertels. Sitz.-Ber. Wiener Akad. 1892.
   — Über die Beziehungen zwischen Dynamometamorphose und Molekularvolumen. Wiener akad. Anzeiger 1896.
   — Über Mineralbestand und Struktur der krystallinen Schiefer. Sitz.-Ber. Wiener Akad. 1903.
3. GRUBENMANN: Die krystallinen Schiefer I. Berlin 1904.
4. VAN HISE: Treatise on Metamorphism. U. S. Geol. Survey, Monographs **47**.
5. F. E. SUESS: Beispiele blastischer und krystalloblastischer Gesteinsumformung. Mitteil. Geol. Ges. Wien 1909.
6. GÄBERT: Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen. Diese Zeitschr. 1907, A. S. 308.
7. LEHMANN: Untersuchung über die Entstehung der altkrystallinen Schiefergesteine usw. Bonn 1884.
8. FOURNET: An. de Chim. et de Physique, Bd. **60**, 1835.
9. BARROIS: Comptes rendus du Congrès Géologique Internat. Paris 1900. Excursion dans la Bretagne.
10. KLEMM: Bericht über Untersuchungen an den sog. Gneisen usw. der Tessiner Alpen. Sitz.-Ber. Akad. d. Wissensch. Berlin 1904 und 1906.
    — Über einige typische Fälle von granitischen Injektionen. Notizbl. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. Landesanst. Darmstadt, N. F., Heft 25.
11. KÜHN: Untersuchungen an altkrystallinen Schiefergesteinen aus dem Gebiete der argentinischen Republik. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. VII.
12. REINHARD: Der Coziagneiszug in den rumänischen Karpathen. Inaug.-Diss. Zürich 1906.
13. CREDNER: Die Genesis des sächsischen Granulitgebirges. Leipzig. Renuntiationsprogramm, 1906.
14. GÜRICH: Granit und Gneis, ein Beitrag zur Lehre von der Entstehung der Gesteine. Himmel und Erde 1905.
15. WEINSCHENK: Dynamométamorphisme et Piézocrystallisation. Congrès Géologique Internat. Paris 1900, S. 326.

Zur Diskussion sprechen Herr SCHEIBE und der Vortragende.

v. w. o.

BEYSCHLAG. ZIMMERMANN. BELOWSKY.

Briefliche Mitteilungen.

26. Campylosepia elongata n. sp.

Von Herrn Karl Picard.

Sondershausen, den 30. März 1910.

Im Jahre 1899 beschrieb ich in dieser Zeitschrift, Bd. **51**, S. *308/309*, als neue Gattung und Art die in der Terebratelzone des Unteren Muschelkalks (mu 2 γ) auf dem Totenberge bei Sondershausen gefundene *Campylosepia triasica.* Im Spätherbst 1909 fand ich in derselben Schicht, etwa 200 m ostwärts von der vorigen Fundstätte, eine Versteinerung, die ich zu derselben Gattung stelle, die aber wohl einer anderen Art zugehören dürfte. Aus einem dicken, reichlich mit Bivalven besetzten Schaumkalkblocke sprang ein Steinkern von auffallender Länge aus dem dazu gehörenden Abdruck heraus.

Die vorliegende Art zeigt die Gestalt eines flachgekrümmten Rinderhornes, dessen Wurzel 9 cm breit und ca. 5 cm dick ist; das spitze Ende ist 2,5 cm breit. Die Gesamtlänge beträgt etwa 13 cm. Die Schalenoberfläche ist ebenso wie bei *Campylosepia triasica* glatt. Der hornähnlich verlängerte Teil ist wie der Steinkern oben gewölbt, unten etwas abgeplattet und zeigt in der Längsrichtung schwach vertiefte Linien. Leider fehlt das vordere Ende. Das Gehäuse des Tieres war dickschalig; das verbreiterte Schalenende ist 0,50 cm dick. Die Schale ist durch den Versteinerungsvorgang verloren gegangen; deshalb sind die Abbildungen Fig. 1a—c nach einem Gelatine-Ausguß des vorhandenen Abdruckes hergestellt worden.

Die oberen 7 cm des Steinkerns sind schwach nach innen gekrümmt und 1—$1^1/_2$ cm breit; erst dann tritt eine wesentliche Erweiterung auf. Eine deutlich gewölbte Oberseite grenzt an die schwach konkave Unterseite mit einer scharfen Kante. Der Steinkern ist mit einer dünnen Sinterrinde überdeckt, so daß man die Schalenstruktur der Innenseite nicht erkennen kann. Er besteht aus 3 Abschnitten, die die Ausfüllung von durch Scheidewände getrennten Kammern darstellen; der mittlere Abschnitt ist aus dachziegelartig

aneinandergefügten Lamellen zusammengesetzt und dem Steinkern der *Campylosepia triasica* K. PICARD ähnlich. Im übrigen unterscheidet sich der vorliegende Steinkern von der eben genannten Form durch die Gliederung in drei besondere Abschnitte und durch die Dimensionen.



Fig. 1.
Campylosepia elongata n. sp. $^1/_2$ d. nat. Größe.
a und *b* Von der Seite gesehen. *c* Von oben gesehen.

Nimmt man eine ähnliche Entwickelung wie bei *Campylosepia triasica* an, so müßte das fehlende Stück etwa 40 cm lang und 30 cm breit gewesen sein. Der Schulpenkörper ist leider völlig zertrümmert, so daß eine Vergleichung ausgeschlossen ist. Ebenso läßt sich nur vermuten, wie der

große Fleischkörper gestaltet war. War er dem der *Campylosepia triasica* entsprechend entwickelt, so konnte er, wie bereits oben gesagt, etwa 40 cm lang und 30 cm breit gewesen sein.

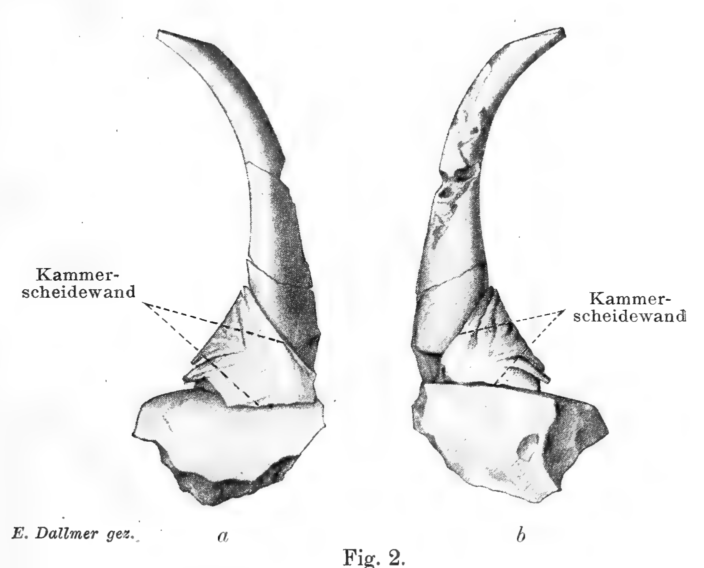


Fig. 2.
Steinkern von *Campylosepia elongata* n. sp. $^{1}/_{2}$ d. nat. Größe.

Wenn auch mein Wunsch, eine vollständig erhaltene *Campylosepia* zu sehen, bis heute noch nicht erfüllt ist, so möchte ich doch die neue Form mitteilen und sie wegen der verlängerten Gestalt als *Campylosepia elongata* n. sp. von der 1899 beschriebenen Art unterscheiden.

---

27. Zur Entstehung der mittelrheinischen Tiefebene.

Von Herrn P. Kessler.

Saarbrücken, den 1. April 1910.

Auf der Versammlung unserer Gesellschaft in Straßburg im August 1892 brachte gelegentlich des Ausflugs nach dem Bastberg bei Buchsweiler Herr van Werveke die ersten Mitteilungen über die Altersfolge der verschiedenen tertiären

Küstenkonglomerate im Rheintal. Am Bastberg liegen auf eocänen Süßwasserkalken mächtige Konglomerate, die lediglich aus Dogger, nach neueren Untersuchungen auch ganz untergeordnet aus Malm bestehen. Ältere Gesteine sind nicht vorhanden. Im Gegensatz hierzu liegt 17 km östlich, bei Uhlweiler, ein Konglomerat, das neben Jura- auch Triasgesteine führt und auf sehr mächtigen tertiären Mergeln auflagert. Es ist die südliche Fortsetzung eines gleichgelagerten und gleichzusammengesetzten Konglomerats, das zwischen Weißenburg und Wörth am Fuße des Hochwaldes liegt.

Nimmt man an, daß nach Ablagerung des oberen Jura und vor Ablagerung des Oligocäns keine bedeutenden Störungen im jetzigen Rheintale stattgefunden haben, so müssen auch, wenigstens in einem so beschränkten Bezirk, wie es die Strecke von Weißenburg bis Buchsweiler ist, im wesentlichen dieselben geologischen Schichten angestanden haben. In der Tat finden wir auch hier überall das Oligocän, wo überhaupt die Auflagerung bekannt ist, auf oberem Dogger oder eocänem Süßwasserkalk aufliegen. Eine Zerstückelung des Rheintales in einzelne Schollen, wie wir sie jetzt finden, kann also vor Ablagerung des Tertiärs noch nicht bestanden haben. Bei der sofort nach Einbruch des Rheintales oder Erhebung der Vogesen einsetzenden Erosion und Bildung der Konglomerate können also zuerst nur die jüngsten dort überhaupt anstehenden Bildungen abgetragen worden sein, Eocän und Dogger, erst nachher, nachdem diese bereits erodiert waren, oder auch bei weiterer Hebung der Küste, die Trias. Demgemäß müssen die ältesten Konglomerate lediglich aus Juragesteinen bestehen, und erst die jüngeren können triadische Gerölle führen. Dazu kommt, daß bei Uhlweiler und am Hochwald die Konglomerate auf mächtigen, früher für Unteroligocän angesehenen Mergeln auflagern, bei Buchsweiler dagegen unmittelbar auf Eocän. Am Bastberg ist jetzt der Hauptoolith noch in 326 m Höhe vorhanden, am Fuße des Hochwaldes ist er nach einer Bohrung in mindestens 490 m Tiefe anzunehmen. In der Nähe von Uhlweiler sind ebenfalls in einer Bohrung in 195 m Tiefe rote Mergel angetroffen worden, unter denen nach anderen Bohrungen mindestens noch 260 m Mergel zu erwarten sind. Die obere Grenze des Hauptooliths liegt demnach in einer Tiefe von mindestens 400 m. Das ist ein Unterschied in der Höhenlage des Hauptooliths von mindestens 700 m. Die Konglomerate liegen bei Uhlweiler + 210 m hoch. Es müßte also eine über 600 m messende voroligocäne Verwerfung stattgefunden haben und eine spätere von etwas über 100 m. Eine

Verwerfung von über 600 m ist unmöglich mit der Tatsache in Einklang zu bringen, daß das Tertiär überall auf Dogger aufruht. Viel wahrscheinlicher ist es, daß sich zwischen die Bastbergkonglomerate und die von Uhlweiler die 600 m mächtigen Mergel einschieben.

Die Untersuchung der sonstigen im Elsaß vorhandenen Küstenkonglomerate hat van Wervekes Schlüsse vollkommen bestätigt[1]). Es kommen nicht nur, wie bei Sulzbad, drei vollkommen verschieden zusammengesetzte Konglomerate in so großer Nähe zusammen vor, daß man eine gleichzeitige Entstehung unmöglich annehmen kann, sondern die verschiedenen Konglomerate liegen auch jetzt noch an einigen Stellen mehr oder minder ungestört übereinander. Am instruktivsten ist in dieser Hinsicht die Umgebung von Kolmar vom Florimont bis nach Egisheim. Der Florimont verdient deshalb besonderes Interesse, weil in den Konglomeraten, die den Dogger diskordant überlagern — es ist also hier eine der wenigen Stellen, an denen sich eine, wenn auch nur geringe, voroligocäne Störung nachweisen läßt —, sich Versteinerungen gefunden haben, aus denen sich für die Konglomerate mit reinem Doggergehalt das Alter der Sande von Fontainebleau feststellen läßt. Am nur wenige Kilometer südlich gelegenen Letzenberge ist die Auflagerung auf Dogger ebenfalls diskordant. Das Tertiär beginnt mit Doggerkonglomeraten, deren Gerölle schnell an Größe abnehmen. Bald stellen sich auch Muschelkalk- und Buntsandsteingerölle ein, zuerst vereinzelt, dann in großer Menge. Ungefähr 20 m über der Basis des Tertiärs haben Fliche und Bleicher eine Fossilbank mit *Psammobia plana*, *Panopaea Heberti*, *Sphenia* und Pflanzenresten gefunden; also auch hier ist das Alter der Sande von Fontainebleau für die untersten Konglomerate festgelegt. Etwa 3 m höher folgt aber schon eine Bank mit *Cyrena* und wieder etwa 12 m höher liegen rote und gelbe Mergel mit *Mytilus Faujasi* und *Cyrena semistriata*. Es folgen noch etwa 25 m Konglomerate mit reichlichem Gehalt an Triasgeröllen.

Südlich des hier etwa 3 km breiten Fechttales finden die Konglomerate vom Letzenberg in den Höhen südlich von Winzenheim ihre Fortsetzung. Den besten Einblick in die Schichtenfolge erhält man, wenn man einen der Feldwege oberhalb der Bierkeller nach der Höhe einschlägt. Das Lie-

---

[1]) Vgl. meine Arbeit: Die tertiären Küstenkonglomerate in der mittelrheinischen Tiefebene. Mitt. geol. Landesanstalt von Elsaß-Lothringen, Bd. VII, Heft 2, 1909.

gende der Konglomerate ist hier nicht aufgeschlossen. Sie beginnen mit einer mächtigen Folge lediglich aus Dogger bestehender Gerölle, unter denen zahlreiche Korallen auffallen. Hat man den ersten Steilanstieg überwunden, so fällt es nicht schwer, auch aus Lias stammende Gerölle, die bis dahin vollkommen fehlten, zu finden. Bald stellt sich auch Muschelkalk ein, der schnell das herrschende Gestein in den Geröllen wird, bis er schließlich dicht bei der Waldkapelle fast ganz von Buntsandstein verdrängt wird. Man hat also hier in einem zusammenhängenden Profil die Schichtenfolge, auf die VAN WERVEKE im Unterelsaß aus den Lagerungsverhältnissen geschlossen hat. Doch fehlen die mächtigen Mergel, die dort zwischen den Konglomeraten mit Dogger und mit Trias eingeschaltet sind.

Geht man von der Waldkapelle nach Süden, so sieht man in den gemischten Konglomeraten eine nach Süden anschwellende Schicht rötlicher sandiger Mergel sich einstellen, in denen FLICHE und BLEICHER *Cerithium Lamarcki* und etwas höher *Mytilus Faujasi* gefunden haben. Auf den jenseits eines kleinen Tälchens gelegenen Höhen fand ich ebenfalls *Mytilus* und außerdem *Cerithium Galeoti*. In etwas tieferen Schichten haben FLICHE und BLEICHER *Nucula Greppini* und *Panopaea Heberti* getroffen. Man wäre also leicht versucht, die verschiedenen Lagen der Konglomerate nach ihrem Fossilinhalt mit den Schichten des Mainzer Beckens zu vergleichen, d. h. also die unteren (Dogger-)Konglomerate dem Weinheimer Sande, die oberen brackischen Konglomerate mit Triasgehalt etwa dem Cyrenenmergel gleichzustellen. Dieser Schluß ist in der Tat öfters gezogen worden. Insbesondere sind die den brackischen Schichten von Egisheim gleichalterigen und sehr ähnlichen, aber viel fossilreicheren Schichten von Rufach dem Cyrenenmergel gleichgestellt worden. Diese Gleichstellung ist nicht berechtigt; denn dicht bei Egisheim, wo sowohl die Konglomerate mit Dogger- wie die mit Triasgeröllen wohl entwickelt sind, liegen noch Konglomerate mit granitischem Material, in denen, trotzdem sie sich durch ihren Granitgehalt als jünger zu erkennen geben, eine Fauna von 36 Arten des Weinheimer Sandes gefunden worden ist.

Jüngere Küstenkonglomerate als die von Egisheim sind sowohl auf der linken wie auch auf der rechten Rheinseite unbekannt. Daß sowohl die untersten wie auch die obersten Konglomerate mitteloligocäne marine Versteinerungen führen, bedeutet mithin, daß der Einbruch des Rheintales sich ganz im Mitteloligocän vollzogen hat. Da im Mitteloligocän die

ganzen Schichten vom oberen Dogger bis zum Granit vollkommen nacheinander freigelegt wurden, läßt sich die Sprunghöhe der mitteloligocänen Verwerfung bei Egisheim aus der Mächtigkeit dieser Schichten auf etwa 1020 m berechnen. Dazu die Mächtigkeit der Konglomerate selbst mit mindestens 80 m macht für die Hauptverwerfung im Oligocän eine Sprunghöhe von 1100 m. Damit ist natürlich nicht gesagt, daß nicht das Innere des Grabens bedeutend tiefer gesunken ist.

Außer der genaueren Zeitbestimmung des Rheintalgrabenbruches gewährt uns das Studium der Küstenkonglomerate noch die Möglichkeit, die geologische Beschaffenheit des jetzigen Rheintales vor Beginn des Oligocäns feststellen zu können. Nach der Zusammensetzung der ältesten Küstenkonglomerate, die, was ich vorwegnehmen will, im eigentlichen Mainzer Becken fehlen, muß man annehmen, daß im Beginn des Mitteloligocäns im Rheintal von Landau bis Weißenburg — (Frankweiler bei Landau ist der nördlichste Punkt, an dem für „Unteroligocän" angesehene Mergel bekannt sind) — vorwaltend Keuper, untergeordnet und meist im Süden Lias angestanden hat. Von Weißenburg bis Gebweiler bildete Dogger die Küste. Doch machte sich auf dieser Strecke die Zaberner Mulde schon damals dadurch bemerkbar, daß in ihrem Kern, wie sich an dem erst kürzlich gefundenen Malm vom Scharrachberg und an den Geröllen vom Bastberg nachweisen läßt, Malm eingefaltet war, der weiter südlich wieder fehlt. Erst von Gebweiler bis tief in den Schweizer Jura und wieder auf der Schwarzwaldseite nördlich bis Freiburg stand Malm, von Freiburg bis Heidelberg Dogger an.

Bei Abschluß der Meeressandzeit dagegen finden wir schon fast dieselbe geologische Zusammensetzung, die der Taunus, die Hardt, der Steilabfall von Schwarzwald und Vogesen noch jetzt zeigen. Vor allem war bei Egisheim schon der Granit freigelegt, und auch weiter südlich traten Granit und Eruptiva des Rotliegenden zutage. Nur am krystallinen Odenwald dürfen wir für diese Zeit noch einen Buntsandsteinmantel vermuten.

Auch für die Altersbestimmung des übrigen älteren Tertiärs geben die Küstenkonglomerate nicht unwesentliche Aufschlüsse.

Als älteste Schicht des Oligocäns im Sundgau gelten blaue Mergel und Gipsmergel, die den bisher allgemein als Unteroligocän angesehenen Melanienkalk unterteufen. Ebenfalls unter den Melanienkalk zu stellen sind die erst vor wenigen Jahren aufgefundenen Mergel mit Steinsalz und Edelsalzen. Daß diese marinen Ursprungs sind, ist nicht zu bezweifeln.

Über ihnen folgt, wie gesagt, der Melanienkalk, eine brackische Bildung, über diesem der plattige Steinmergel, der untere Haustein, der Kalk mit *Helix* cf. *rugulosa* und der obere Haustein. Gipsmergel und Melanienkalk stellte ANDREAE ins Obereocän. FÖRSTER stellte sie ins Unteroligocän, den plattigen Steinmergel ins Mitteloligocän, den unteren Haustein, den Kalk mit *Helix* cf. *rugulosa* und den oberen Haustein ins Oberoligocän. Bei Kleinkems auf der badischen Seite hat FÖRSTER den plattigen Steinmergel, den unteren Haustein, den Kalk mit *Helix* und den oberen Haustein wiedererkannt. Letzterer besteht hier aus einer 3 m mächtigen Ablagerung von Kalksandstein, weinrotem Mergel und Konglomeraten. Über petrographisch gleichen, d. h. Konglomeraten mit Muschelkalk, ist bei Hammerstein Fischschiefer gefunden worden. Da die Fischschiefer Vertreter des mitteloligocänen Septarientones sind, ist demnach die ganze Schichtenfolge nicht jünger als Mitteloligocän. Zum gleichen Schlusse kommt man, wenn man die weinroten Mergel berücksichtigt. Derartige Mergel kommen zwar in verschiedenen Niveaus vor, am konstantesten jedoch an der oberen Grenze der brackischen Ablagerung, so am Letzenberg, bei Egisheim, am Strangenberg bei Rufach und bei Kleinkems. Vielleicht sind auch die roten Mergel, die im Unterelsaß die untere Grenze der Petroleumschichten bilden, als gleichalterig anzusehen, doch ist hier Vorsicht nötig.

Die untersten Konglomerate am Letzenberg sind marin, die mittleren brackisch, die oberen wieder marin. Im Sundgau sind die untersten salzführenden Schichten marin, die Schichten vom Melanienkalk bis zum oberen Haustein brackisch, der Meeressand und Fischschiefer wieder marin. Meeressand und obere Konglomerate haben, wie ihre Fauna beweist, gleiches Alter. Mithin muß man die Salzschichten den unteren, die brackischen Schichten den mittleren Konglomeraten gleichsetzen. Da die unteren Konglomerate, wie ihre Fauna zeigt, bereits mitteloligocän sind, so ist das ganze ältere Tertiär des Sundgaues ins Mitteloligocän zu stellen. Ebenso verhält es sich mit den oligocänen Schichten im Unterelsaß. Zwar ist dort die untere marine Schicht noch nicht bekannt, doch dürften dort die bisher als Unteroligocän angesehenen brackischen Mergel — im Gegensatz zu den höheren Mergeln führen sie keine Foraminiferen — den brackischen Konglomeraten entsprechen. Nördlich von Landau sind derartige Bildungen nicht mehr vorhanden. Der Meeressand liegt vielmehr hier überall unmittelbar vortertiären Schichten auf. Bei seinem ersten Vorstoß drang also das Meer nicht bis in diese Gegend vor. Daß

andererseits schon die Rheintalspalten sich bis hierhin erstreckten, beweist das Vorkommen von Geröllen gebleichten Buntsandsteins in den Konglomeraten der Pfalz, wie er sonst sich nur an den Verwerfungsspalten findet.

Die Frage, woher das Meer in das Rheintal eindrang, ist vielfach erörtert. Ein Teil der Geologen nahm einen Einbruch von Norden, ein anderer von Süden an. Erst vor verhältnismäßig kurzer Zeit hat sich VAN WERVEKE für eine unmittelbare vorübergehende Verbindung mit dem Pariser Becken ausgesprochen. Im Norden des Elsässer Tertiärs, also im Mainzer Becken, fehlen alle tertiären Bildungen von höherem Alter als der Meeressand. Im Osten ist Tertiär nur als terrestre Bildung bekannt. Bei Stetten und Lörrach beginnt die Schichtenfolge erst mit dem Meeressand; ebenso im Schweizer Jura, wo die Meeressandkonglomerate konkordant — die Auffaltung des Jura ist also nachmitteloligocän — auf Malm und Eocän auflagern. So bleibt also nur eine Möglichkeit, die des Einbruchs von Westen her, übrig. Als genauere Stelle des Einbruchs hat VAN WERVEKE die Pfalzburger Mulde bezeichnet. Nach der Aufrichtung der Vogesen sind naturgemäß die tertiären Ablagerungen auf der jetzigen Höhe vollständig erodiert worden, Nur ganz vereinzelt sind Blöcke von tertiären Quarziten zurückgeblieben, so in der Nähe von Sierck in Lothringen. Bei Beckingen an der unteren Saar hat man in derartigen Blöcken marine Versteinerungen mitteloligocänen Alters gefunden, die vielleicht der Zeit der Elsheimer Sande, vielleicht aber auch der des Meeressandes angehören. Nimmt man die marine Überflutung von Westen her an, so ergibt sich, daß das Rheintal älter ist als die Vogesen, da im anderen Falle das Gebirge dem Wasser den Weg verlegt hätte. Auch zur Zeit des Septarienmeeres können weder Schwarzwald noch Vogesen bestanden haben, da uns seine Küstenbildungen im Rheintale unbekannt sind. Vielmehr hat damals das Meer eine sehr viel weitere Ausdehnung gehabt als vorher; denn erst zu dieser Zeit trat eine Verbindung sowohl mit dem Südmeere wie mit dem Nordmeere ein, der jedoch bald ein großer Rückzug folgte. Die Reste des Meeres süßten sich im Rheintale und im Mainzer Becken immer mehr aus. Wann dann die Aufrichtung von Vogesen und Schwarzwald stattfand, läßt sich nicht mit Sicherheit sagen, doch dürfte es wohl im oberen Miocän gewesen sein. Die Aufrichtung der Gebirge ging an denselben Spalten vor sich, an denen im Mitteloligocän das Rheintal abgesunken war. Denn überall finden wir die Küstenkonglomerate in unmittelbarer Nähe des jetzigen Gebirgsrandes.

Daß bei der Aufrichtung der Gebirge das Rheintal ebenfalls gehoben wurde, beweist seine jetzige Höhenlage. Daß aber die Hebung der Gebirge stärker war als die des Tales geht daraus hervor, daß die Konglomerate, wo sie mit dem alten Gebirge in Berührung treten, stets an einer Verwerfung gegen dieses abschneiden.

---

28. Beiträge zur Kenntnis der deutsch-ostafrikanischen Tertiärablagerungen. I.

Von Herrn E. Scholz.

(Mit 2 Lichtdrucktafeln.)

Berlin, den 20. März 1910.

Die Kenntnis vom Vorhandensein unzweifelhaft tertiärer Ablagerungen im deutsch-ostafrikanischen Schutzgebiet verdanken wir in erster Linie W. Bornhardt, der in den Jahren 1895—97 die Kolonie bereiste und in seinem Werke: Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ostafrikas[1]), die Resultate seiner sorgfältigen Beobachtungen niederlegte. Die paläontologische Bearbeitung der von Bornhardt aufgesammelten Tertiärpetrefakten unternahm W. Wolff[2]), der in diesen eine Reihe von Nummulitiden und anderen Fossilien wiedererkannte, welche bereits aus südeuropäischen und besonders indischen sowie analogen Tertiärablagerungen bekannt sind.

Durch die Freundlichkeit des Herrn Prof. Dr. J. Böhm wurde mir eine kleine Folge von Versteinerungen aus Deutsch-Ostafrika zur Bearbeitung überlassen, welche geeignet ist, einen neuen kleinen Beitrag zu unserer Kenntnis des ostafrikanischen Tertiärs zu liefern. Herrn Prof. Böhm sowie Herrn Prof. K. Uhlig, der die Fossilien sammelte und mich mit mancherlei Angaben über die Lage der Fundstätte usw. unterstützte, sage ich auch an dieser Stelle meinen ergebensten Dank. Nicht minder bin ich Dank schuldig den Herren Bezirksgeologen Dr. Klautzsch und Dr. Koert, welche mir in

---

[1]) Berlin 1900.

[2]) W. Wolff: Versteinerungen des Tertiärs. (In W. Bornhardt, a. a. O.

liebenswürdigster Weise das BORNHARDTsche Material zugänglich machten.

Nach BORNHARDT sind die tertiären Schichten auf einen Küstenstreifen von höchstens 25 km Breite beschränkt und reichen an einigen Stellen bis zu Seehöhen von über 200 m hinauf. BORNHARDT nimmt an, daß sie auf einer Abrasionsterrasse zur Ablagerung gekommen und nicht etwa landeinwärts gegen die älteren Gebilde durch Verwerfungen begrenzt sind. Bislang haben sich noch keine Gründe gefunden, die gegen diese Auffassung sprechen könnten. Nach dem bisherigen Stande unserer Kenntnis und den mir jetzt vorliegenden Versteinerungen lassen sich bei Lindi folgende faunistisch getrennten Stufen des älteren und jüngeren Tertiärs in Deutsch-Ostafrika nachweisen:

Mittel-Eocän. Mergelige Tone mit Kalkzwischenlagen. Die Kalke sind gewöhnlich dicht, hellgelblich und enthalten zahlreiche große Nummuliten. Doch gehören hierher jedenfalls auch karminrote, etwas löcherige Kalke, von welchen in den Aufsammlungen des Herrn K. UHLIG einige Handstücke aus dem Hügelland nordwestlich Lindi vorhanden sind. Nummuliten wurden darin nicht beobachtet, wohl aber *Alveolina* cf. *oblonga* SCHWAG. und kleine, unbestimmbare Orbitoiden, jedenfalls Orthophragminen.

Die von W. WOLFF (a. a. O.) bearbeitete Fauna setzt sich zusammen aus:

Nummulites Ramondi DEFR.
- cf. *laevigatus* LAM.
- *perforatus* MONTF.
- *obesus* D'ARCH.
- *Lucasanus* DEFR.

Assilina granulosa D'ARCH.
- *spira* DE ROISSY

Alveolina oblonga SCHWAGER
Operculina africana WOLFF
Operculina sp. *Orbitoides* sp.

Von diesen Formen sind *Nummulites obesus*, *Ramondi*, *perforatus*, *Lucasanus*, *Assilina spira*, *granulosa* und *Alveolina oblonga* durch R. B. NEWTON[1]), P. LEMOINE[2]) u. a. A.

---

[1]) R. B. NEWTON: On a collection of foss. from Madagascar. Quart. Journ. **51**, 1895.

[2]) P. LEMOINE: Études géolog. dans le Nord de Madagascar. Paris 1906.

vom nördlichen Madagaskar bekannt geworden und werden von letzterem dem Mitteleocän zugeschrieben. In Britisch-Indien gelten *Assilina granulosa, spira, Nummulites laevigatus, perforatus, obesus* nach VREDENBURG[1]) als charakteristisch für verschiedene Stufen der insgesamt dem Lutétien entsprechenden Laki- und Kirthar-Gruppe. Und in den meisten europäischen Ablagerungen sind die vorbenannten Arten ebenfalls auf mitteleocäne Schichten beschränkt. Nur in Ägypten scheint nach DE LA HARPE[2]) die vertikale Verbreitung eine abweichende zu sein. Da sich aber Ostafrika stets faunistisch und stratigraphisch eng an Indien anschließt, kann man wohl mit WOLFF die von ihm bestimmte Fauna als eine mitteleocäne ansehen.

? Oligocän. — Schichten mit *Nummulites intermedius* D'ARCH. und *Nummulites Fichteli* MICH. Anscheinend mürbe, dunkelgraue Sandsteine mit kalkigem Bindemittel.

Nummulites intermedius-Fichteli allein kann über die genauere stratigraphische Stellung dieser Schichten noch keinen sicheren Anhaltspunkt geben, da diese Art nach den verschiedenen Autoren vom Obereocän bis zum Oberoligocän bekannt ist. Außer den genannten Nummuliten liegen aus den Schichten noch vor:

Nummulites sp. nov.?
Pattalophyllia cyclolitoides MICH.
Arca antiquata LINN.
Magilus cf. *grandis* TORNQU.
Natica sp. *Cerithium* sp.
Cassis cf. *Herklotsi* MARTIN.

Von diesen Formen wird *Pattalophyllia cyclolitoides* von OPPENHEIM aus den Priabona-Schichten[3]) angeführt, ist aber auch aus dem Eocän von Ägypten bekannt; *Magilus grandis*[4])

---

[1]) E. W. VREDENBURG: *N. Douvilléi*, an undescribed spec. from Kachh with remarks on the zonal distribution of Indian Nummulites. (Rec. of Geol. Survey of India **34**, 1901.)

[2]) DE LA HARPE: Monographie der in Ägypten und der libyschen Wüste vorkommenden Nummuliten. (Palaeontographica XXX, 1, 1883.)

[3]) P. OPPENHEIM: Die Priabona-Schichten und ihre Fauna. (Palaeontographica, Bd. **47**.)

[4]) A. TORNQUIST: Uber eine eocäne Fauna der Westküste von Madagaskar. (Abhandl. d. Senckenbergischen Naturf. Gesellsch. XXVII, Frankfurt 1905.)

aus dem Eocän von Madagaskar. *Arca antiquata*[1]) und *Cassis Herklotsi*[1]) kommen im jüngeren Miocän von Java vor.

Es kann also, bis weitere Untersuchungen Klarheit schaffen, die Parallelisierung mit anderen Ablagerungen nicht mit einiger Sicherheit unternommen werden. — Als Fundort der Versteinerungen ist angegeben: Plantage Kitunda, 30 m Meereshöhe.

Untermiocän. — Gelbliche bis rötliche Trümmergesteine mit zahlreichen, bis erbsengroßen Quarzkörnern in kalkigem Bindemittel, stellenweise ganz erfüllt von Lepidocyclinen-Schalen, scheinbar konkordant über den älteren Schichten.

Die bis jetzt bekannte Fauna setzt sich zusammen aus:

Lepidocyclina cf. *dilatata* MICHELOTTI
- *formosa* SCHLUMBERGER
Cyclolites aff. *Ranikoti* DUNC.[2])
Echinolampas discoideus D'ARCH.
Clypeaster cf. *complanatus* DUNC. u. KADEN
Plesianthus cf. *testudinarius* GRAY
- *Böhmi* n. sp.
Schizaster Uhligi n. sp.
Pecten pleuronectes L.
Ostrea sp. *Tridacna* sp.
Natica sp., *Conus* sp., *Cypraea* sp.

Lepidocyclina formosa wird von SCHLUMBERGER[3]) aus dem Miocän von Borneo zusammen mit *Cycloclypeus communis* MARTIN angeführt, von H. DOUVILLÉ[4]) aus unterem oder mittlerem Aquitanien von Celebes, ebenso von Java; R. DOUVILLÉ[5]) nennt sie zusammen mit *Lepidocyclina Raulini* L. u. D. als charakteristisch für unteres Aquitanien auf Madagaskar. Da nach P. LEMOINE, R. und H. DOUVILLÉ, SCHLUMBERGER, VREDENBURG, K. MARTIN u. a. A. die vertikale Verbreitung der Lepidocyclinen nur gering ist, und ihr stratigraphischer Wert anerkannt wird[6]), dürften die Lepidocyclinen-

---

[1]) K. MARTIN: Die Tertiärschichten auf Java. Leiden 1879—80.

[2]) W. WEISSERMEL: Mesozoische und känozoische Korallen aus Deutsch-Ostafrika. (BORNHARDT: a. a. O.)

[3]) C. SCHLUMBERGER: Note sur une *Lepidocyclina* nouvelle de Bornéo. (Sammlungen d. geol. Reichsmus. Leiden, Bd. VI, Leiden 1902.)

[4]) H. DOUVILLÉ: Les Foraminifères dans le tertiaire de Bornéo. (Bull. soc. géol. de France, 4. série, Bd. V, 1905.)

[5]) R. DOUVILLÉ: Sur des Foraminifères olig. et mioc. de Madagascar. (Bull. soc. géol. de France, 4. sèrie, Bd. VIII, 1908.)

[6]) Vgl. DE LAPPARENT: Traité de géologie III, V. Auflage 1906.

Schichten von Lindi ein dem unteren bis mittleren Aquitanien entsprechendes untermiocänes Alter besitzen.

Was die übrigens nur zu einem geringen Teil marinen[1]) „Mikindani-Schichten“ und „jungen Deckschichten“ BORNHARDTS (a. a. O.) anbelangt, die nach diesem in weiter Ausdehnung diskordant über den älteren Ablagerungen sich finden, so hat KOERT[2]) wenigstens für Tanga nachgewiesen, daß beide gleichaltrig und durch das Auftreten von *Pecten Vasseli* FUCHS als pleistocäne Bildungen charakterisiert sind. Wieweit diese Altersbestimmung auf die marinen Mikindani- und jungen Deckschichten außerhalb der Umgebung von Tanga Anwendung finden kann, müssen spätere Untersuchungen ergeben.

Paläontologischer Teil.

1. *Lepidocyclina formosa* SCHLUMBERGER (Texttafel zu S. *372*, Fig. 3—5).

Unter dem Namen *L. formosa* beschreibt SCHLUMBERGER[3]) aus miocänem Kalke von Borneo eine Form mit scheinbar sternförmiger Schale. H. DOUVILLÉ[4]) berichtigt diese Annahme SCHLUMBERGERS — der die von ihm beschriebene Form nicht aus festem Kalke isolieren konnte und nur aus dem Ergebnis von Schliffen auf die sternförmige Gestalt der Schale geschlossen hatte — und stellt fest, daß die Schale kreisförmig ist mit einer Neigung zu sattelartiger Verbiegung.

Wohl weitaus die meisten Lepidocyclinen, die geradezu gesteinsbildend in den mir von Deutsch-Ostafrika von Lindi vorliegenden Handstücken auftreten, scheinen dieser Art anzugehören. W. WOLFF[5]) bestimmte s. Z., vor Erscheinen der wertvollen Arbeiten von LEMOINE und DOUVILLÉ, die in dem reichen BORNHARDTschen Material vorhandenen Formen als *L. Verbeeki* NEWT. In ihrer 1904 erschienenen Monographie nehmen LEMOINE und DOUVILLÉ[6]) sie für ihre *L. Raulini* in

---

[1]) Vgl. W. WOLFF: Fauna aus einer Tiefbohrung usw. (Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1900.)

[2]) W. KOERT: *Pecten Vasseli* FUCHS b. Tanga usw. Diese Zeitschrift, Bd. **60**, 1908.

[3]) C. SCHLUMBERGER: Note sur une *Lepidocyclina* nouvelle de Bornéo. (Samml. des geol. Reichsmus. Leiden. Bd. VI, 1899—1902.)

[4]) H. DOUVILLÉ: Les foraminifères dans le tertiaire de Bornéo. (Bull. soc. géol. de FRANCE, 4. série, Bd. IV, 1905.)

[5]) W. WOLFF: Versteinerungen des Tertiärs. (BORNHARDT: a. a. O.)

[6]) P. LEMOINE et H. DOUVILLÉ: Sur le genre *Lepidocyclina* GÜMBEL. (Mém. soc. géol. de France, Nr. 32, 1904.)

Anspruch. Durch die Einschränkung der *L. Raulini* auf Formen mit großen, dicken Pfeilern im zentralen Teil und ihre dadurch bedingte Zugehörigkeit zur Gruppe der *L. marginata* MICH., welche H. DOUVILLÉ 1908[5]) ausspricht, wird die mir vorliegende *Lepidocyclina* jedoch von *L. Raulini* getrennt, und ich glaube sie mit der *L. formosa* vereinigen zu dürfen.

Lepidocyclina formosa ist rund, scheibenförmig, der zentrale Teil meist gleichmäßig auf beiden Seiten gewölbt, so daß Stücke, bei denen die randliche Partie abgerollt oder abgebrochen ist, etwa das Aussehen einer Erbse oder eines Kirschkernes haben. H. DOUVILLÉ[1]) nennt diese Form „mamillée“ und hebt sie gegenüber der „forme lenticulaire“ der *L. dilatata* MICH. hervor, mit welcher unsere Art starke Ähnlichkeit hat. Die Größe der Schalen schwankt zwischen 10 und 30 mm. Bei vielen Exemplaren beobachtet man sattelförmige Verbiegungen. Ein gut aus dem Gestein isoliertes Stück von der Pflanzung Kitunda mit 22 mm Durchmesser zeigt durch eine regelmäßige Aufwölbung zweier gegenüberliegender Randpartien fast das Aussehen eines Jesuitenhutes (siehe Texttaf. Fig. 3 u. 4). Die Oberfläche ist bei gut erhaltenen Schalen fast glatt; eine eigentliche Granulation ist nicht vorhanden. Bei angewitterten Schalen heben sich häufig die Lateralkammern und am äußersten Rande auch wohl die Mediankammern ab. Man kann bei den mir vorliegenden Lepidocyclinen zwei verschiedene Erhaltungszustände beobachten. Bei dem einen sind die Kammerwände erhalten und stehen wabenartig auf der Oberfläche hervor, bei dem anderen, und dann gerade besonders häufig auf dem zentralen, gewölbten Teil, sind die Kammerwände oberflächlich durch Verwitterung entfernt, und die Ausfüllungsmaße der Kammern ist als rundliche oder polygonale Säulchen stehen geblieben, wodurch bei flüchtiger Betrachtung leicht der Eindruck von zahlreichen Pfeilerchen hervorgerufen wird.

Lepidocyclina formosa ist dimorph. Soweit sich durch Schliffe feststellen ließ, gehören zu der megasphärischen Generation Schalen von 10—20 mm Durchmesser, während die mikrosphärischen einen solchen von 20—30 mm erreichen. Die megasphärischen Embryonalkammern gehören zum type embrassant, d. h. eine kleinere, dünnschalige Anfangskammer, vollständig umgeben von einer größeren, dickschaligeren zweiten

---

[1]) H. DOUVILLÉ: Sur des lépidocyclines d'un calcaire de l'île Grand-Kei. (Jaarboek van het Mijnwezen in Neederlandsch Oost-Indie, 37. Jahrg., 1908.)

Kammer. Im Schliff ergibt sich etwa das Bild auf Texttafel Fig. 5.

Die Mediankammern sind im Horizontalschliff in der Nähe des Zentrums etwa halbkreisförmig und werden nach dem Rande zu umgekehrt U-förmig (spatuliforme) oder regelmäßig sechseckig. Im Vertikalschliff sind sie etwa viertelmondförmig.

Die Lateralkammern sind unregelmäßig geformt und zeigen im Tangentialschliff ziemlich kräftige Wände.

Pfeilerchen sind zwar zahlreich, aber schwach entwickelt und treten vor allem nicht so stark auf der Oberfläche hervor wie bei *L. Raulini*, welche sich im übrigen nur durch die stark entwickelten Pfeiler des zentralen Teils von *L. formosa* unterscheidet. Ein großer Teil der Pfeilerchen erreicht bei *L. formosa* überhaupt nicht die Oberfläche der Schale.

2. *Lepidocyclina* cf. *dilatata* Michelotti[1]).

Von dieser Form liegen nur 2 ziemlich schlecht erhaltene Schalen von 40—45 mm Durchmesser vor. Dünnschliffe konnte ich infolgedessen nicht herstellen. Die Oberfläche erscheint bei beiden fast ganz glatt, die zentrale Partie ist nur schwach verdickt.

Nach der Fundortsbezeichnung — 40 m Meereshöhe — könnten die Stücke einem etwas älteren Niveau angehören.

Nummulites intermedius d'Arch (Texttafel Fig. 1 u. 2).

Etwa 50 Nummuliten mit der Fundortsbezeichnung „Plantage Kitunde, 30 m Meereshöhe“ glaube ich trotz geringer Abweichungen von dem Typus nicht von *N. intermedius* trennen zu dürfen.

Durchmesser der größten Exemplare:	20	mm	bei	3 5	mm	Dicke
- - mitttleren -	16	-	-	3.3	-	-
- - kleinen -	12,5	-	-	2,5—3	-	-

Umgänge: 14—25 auf einen Radius von 5 mm.

Scheidewände:	4—5	in 1/4	des	3.	Umganges
-	5	- 1/4	-	7.	-
-	5—6	- 1/4	-	11.	-

Die Schale schwankt in der Größe zwischen 12 und 20 mm, ist ± stark wellig verbogen, flachscheiben- bis linsenförmig

---

[1]) Lit. s. P. Lemoine et H. Douvillé: Sur le genre *Lepidocyclina* Gümbel.

oder auch nur der zentrale Teil beiderseits etwas gewölbt. Der Schalenrand ist meist etwas zugeschärft. Die Oberfläche der Schalen ist bei gut erhaltenen Exemplaren glatt; bei angewitterten oder schwach angeätzten sieht man die netzförmigen „Septalverlängerungen“, ohne jegliche Spur von Granulation. Die Maschen dieser netzartigen „Septalverlängerungen“ sind gedrungen polygonal oder auch unregelmäßig.

Das Gewinde ist locker, mit selten wenig über 20 Umgängen. Der Schritt nimmt bis zum 4., 5. oder 6. Umgang allmählich zu, bleibt bis in die Nähe des Randes ziemlich gleichmäßig breit und verengert sich erst etwa in den letzten 3 Umgängen. Die Dicke des Spiralblattes wächst bis zum 7.—8. Umgang und ist dann bis zum Rande keinen merkbaren Veränderungen unterworfen.

Die Septa sind kräftig, in einem Winkel von ca. 70—80° gegen die vorhergehende Spira geneigt. Meist sind sie gerade, oft aber auch von der Mitte an oder häufiger in der Nähe des folgenden Umganges stark rückwärts geschwungen. Nicht selten beobachtet man, daß das dem vorhergehenden Umgang genäherte Ende der Septen etwa keulenförmig verdickt ist. Dieselben Verdickungen habe ich bei dem europäischen *N. intermedius* ebenfalls beobachtet, habe aber in der Literatur keinerlei Hinweise auf deren Deutung gefunden. Aus den Abbildungen bei D'ARCHIAC scheint hervorzugehen, daß er solche Verdickungen durch eine Trennung der beiden Blätter der Septen entstanden denkt. Trotz guter Erhaltung der untersuchten Exemplare von *N. intermedius* habe ich aber nie eine solche Trennung an der Basis der Septen beobachten können. Vielleicht habe ich bei einer späteren Arbeit Gelegenheit, einmal darauf zurückzukommen.

Die Zahl der Septen in den aufeinander folgenden Umgängen ist nahezu konstant oder wächst doch nur sehr geringfügig. Der abgebildete Medianschliff (Texttafel Fig. 1) zeigt übrigens deutlich die Variabilität des Charakters der Spira, indem dort an mehreren Stellen des Gewindes die Septen eng aneinander stehen, während sie sonst den gewöhnlich beobachteten Zwischenraum haben.

Die Kammern sind bis zum 4. Umgang gewöhnlich höher als breit, vom 5. ab werden sie breiter als hoch, und zwar in dem Maße, daß sie $2-2^1/_2$ mal so breit wie hoch werden in den mittleren und äußeren Umgängen. Ihre Gestalt im Medianschnitt schwankt je nach der Beschaffenheit der Septen. Im Querschnitt bieten die Spiralkammern das Bild eines gleichschenkligen Dreiecks mit gerundeten Ecken dar.

Von den von D'ARCHIAC und HAIME[1]) und DE LA HARPE[2]) gegebenen Beschreibungen und Abbildungen weicht der ostafrikanische *N. intermedius*, abgesehen von seiner bedeutenderen Größe, etwas durch die Charaktere der Spira ab, welche aber, wie gesagt, sehr variabel sein können.

Durch die Liebenswürdigkeit des Herrn Prof. Dr. OPPENHEIM, der mir Material aus seiner Sammlung zur Verfügung stellte, war es mir möglich, Vergleiche mit Formen von verschiedenen europäischen Fundpunkten anzustellen. *N. intermedius* von Gaas zeigte ähnliche Verhältnisse der Spira, nur ist hier die Abnahme der Kammerhöhe in den letzten 4 Umgängen beträchtlicher. Äußerlich ähnelt die ostafrikanische Form der aus den Priabona-Schichten von S. Bovo, nur erreicht erstere bedeutendere Dimensionen.

Nummulites Fichteli MICH.

Die megasphärische Generation von *N. intermedius* ist durch kleine, flachlinsenförmige Nummuliten von etwa 3 bis 4,5 mm Durchmesser bei 1,2 bis 1,5 mm Dicke in einigen wenigen Exemplaren vertreten, die sich durch die unter der Lupe deutlichen netzförmigen Septalverlängerungen und das Fehlen einer Granulation schon hinreichend als zur Gruppe des *N. intermedius* gehörig erweisen. Beim Anschleifen ist der von DE LA HARPE (a. a. O., S. 212) erwähnte „weiße, vorspringende, dem Spiralblatt folgende Strich", die „lame transverse" bei BOUSSAC[3]), deutlich zu beobachten.

Die Embryonalkammer ist im Horizontalschliff fast kreisförmig, ziemlich groß und schon mit bloßem Auge zu erkennen.

Nummulites sp. nov.?

Durchmesser = 11 mm
Dicke = 6,2 -

Zahl der Windungen bei 3 mm Radius	=	12
- - - - 5,5 - -	=	28
- - Septen in 1/4 des 5. Umganges	=	5
- - - - 1/4 - 7. -	=	7
- - - - 1/4 - 9. -	=	7

[1]) D'ARCHIAC et J. HAIME: Description des animaux fossils du groupe nummulitique de l'Inde.

[2]) PH. DE LA HARPE: Monographie der in Ägypten und der Libyschen Wüste vorkommenden Nummuliten. (Palaeontographica XXX, 1. Cassel 1883.)

[3]) JEAN BOUSSAC: Développement et morphologie de quelques Foraminifères de Priabona. (Bull. soc. géol. de France, 4. série, Bd. VI, 1906.)

Diese durch ihre ungewöhnliche Gestalt auffallende Art liegt mir leider nur in einem einzigen Exemplare vor, so daß eine genaue Untersuchung nicht erfolgen konnte. Ich muß mich daher auf die Wiedergabe dessen beschränken, was ich aus einem einzelnen medianen Längsschnitt ermitteln konnte.

Die Schale ist im Querschnitt vollkommen oval, die Oberfläche glatt, an abgeblätterten Stellen treten die netzförmigen Septalverlängerungen zutage. Eine Granulation auf oder zwischen diesen ist nicht zu erkennen. Die Charaktere der Spira erinnern an *N. Brongniarti* D'ARCH. oder *Sub-Brongniarti* VERBEEK, von welcher sich unsere Art aber durch das Fehlen oder mindestens starke Zurücktreten einer Granulation unterscheidet. Die Anfangskammer ist mikrosphärisch. Bei den ersten 10 Umgängen ist die Stärke des Spiralblattes etwa um die Hälfte geringer als der Schritt. Vom 12. Umgang ab legt sich die Spirallamelle so dicht auf die jeweilig vorhergehende auf, daß der Schritt auf $^2/_3$ bis $^1/_2$ der Dicke der Lamelle reduziert wird. In den letzten 5 Umgängen etwa wird die Spirallamelle erheblich dünner und das Verhältnis zwischen deren Dicke und dem Schritt wie 1 : 1. Die Kammern sind vom 4. Umgang ab breiter als hoch, im 8. und 9. Umgang etwa $2^1/_2$ mal so breit als hoch.

Echinolampas discoideus D'ARCH.

Die aus den Lepidocyclinen-Schichten von Lindi vorliegenden *Echinolampas*-Arten stimmen zu den Beschreibungen und Abbildungen bei D'ARCHIAC und HAIME[1]) sowie DUNCAN und SLADEN[2]) ganz gut, und ich glaube wohl, daß die ostafrikanische mit der indischen Form ident ist. DUNCAN und SLADEN führen diese Art aus den Nari series (Stampien und Aquitanien), D'ARCHIAC von der Chaîne d'Hala aus der 1. Region an.

Plesianthus Böhmi n. sp. (Texttafel zu S. *377*, Fig. 4 u. 5.)

Länge : Breite : Höhe = 100 : 91,3 : 23,1
Durchschnittliche Länge = 10,3 cm

Der Umriß der Schale ist pentagonal gerundet, die größte Breite dicht vor dem Scheitel. Die nicht vertieften Petalodien

1) D'ARCHIAC et J. HAIME: Description des animaux fossiles du groupe nummulitique de l'Inde. Paris 1853.

2) DUNCAN and SLADEN: The fossil Echinoïdea of western Sind. Palaeontologia Indica. Calcutta 1882—86.

liegen auf einer flach kegelförmigen Erhöhung. Die Unterseite der Schale ist konkav, das zentrale Peristom vertieft. Das Periproct ist klein, rundlich, auf der Unterseite nahe am Hinterrande. Vom Munde aus verlaufen 5 undeutliche, schmale, flache Furchen nach den Ecken der polygonalen Schale. Die Petalodien sind unten weit offen, die Zwischenporenfelder doppelt so breit wie die Porenfelder, erstere etwa flaschenförmig gestaltet. Die beiden hinteren Ambulacralfelder sind die größten und bauchigsten. Von den beiden Porenreihen der Ambulacren sind die inneren rundlich, die äußeren schlitzartig. Das Scheitelschild ist groß, 5 eckig, mit 5 Ocellaröffnungen; die 5 deutlichen Genitalporen liegen außerhalb des Scheitelschildes dicht an den Ecken desselben. Von dem rezenten *Pl. testudinarius* Gray unterscheidet sich *Pl. Böhmi*

a) durch abweichende Gestalt, relativ wie absolut geringere Höhe;
b) andere Form der Petalodien;
c) bedeutendere Größe und abweichende Ausbildung des Scheitelschildes.

Bei *Pl. testudinarius* Gray sind die Radialtäfelchen und die Poren darauf winzig klein, die Madreporenplatte hat das Aussehen eines regelmäßigen Fünfeckes, während bei *Pl. Böhmi* durch die (relativ) großen Radialia bei der Madreporenplatte die Gestalt eines 5 strahligen Sternes hervorgerufen wird.

Schizaster Uhligi n. sp. (Texttafel zu S. *377* u. *378*, Fig. 1—3.)

Größte Länge: 5,5 cm
- Breite: 5,2 -
- Höhe: 2,9 -

Von oben gesehen, ist der Umriß der Schale etwa blattförmig, an der Stelle der größten Breite, welche wenig vor der Mitte liegt, etwas geknickt. Der Scheitel liegt dicht hinter der Mitte. Das vordere, unpaare Ambulacrum ist in eine tiefe Furche eingesenkt, welche von fast parallelen, steilen, etwas ausgehöhlten Rändern begrenzt wird. Am vorderen Rande wird die Furche flacher und setzt sich auf der Unterseite nur als seichte, sich verschmälernde Einsenkung zum Munde fort. Die Sohle der Furche ist unregelmäßig granuliert, die einzelnen Porenpaare durch leistenartige Erhebungen getrennt. Die vorderen, paarigen Ambulacren liegen ebenfalls vertieft, doch weniger als das unpaare. Sie sind leicht geschwungen, mäßig lang, ihre größte Breite in der Nähe des vorderen Endes. Ihre Divergenz von der Symmetrieebene der Schale ist ver-

hältnismäßig gering. Die hinteren Ambulacra sind nicht ganz halb so lang als die vorderen und ebenfalls leicht geschwungen. Zwischen ihnen erhebt sich kiel- oder schnabelförmig das hintere Interambulacralfeld, über den eigentlichen Schalenrand noch etwas vorspringend, so daß die Afteröffnung von ihm überdacht wird. Der lippige Mund liegt etwa auf $^{77}/_{100}$ der ganzen Länge dem Vorderrande genähert. Er ist halbmondförmig, die Unterlippe etwas vorgezogen.

Die Peripetalfasciole verläuft ziemlich dicht an den Rändern der Ambulacralfurchen, bildet beim Herumgehen um die vorderen, paarigen Ambulacren einen Winkel von etwa 90° und verläuft auf die Mitte des vorderen, unpaaren Ambulacrums zu. Die Latero-Subanal-Fasciole trennt sich von der Peripetal-Fasciole etwa in Höhe der Mitte der vorderen, paarigen Ambulacren, verläuft gerade nach hinten, das Periproct in einen spitzen Winkel einschließend.

Schizaster Uhligi ähnelt etwas dem *Sch. howa* TORNQU.[1]), von welchem er sich aber durch das schnabelartig über den Rand vorspringende hintere Interambulacralfeld und den abweichenden Verlauf der Fasciolen unterscheidet. Das Scheitelschild habe ich nicht beobachten können.

---

29. Vorläufige Mitteilungen über die Bearbeitung der Cephalopoden der SCHWEINFURTHschen Sammlung und über die Entwicklung des Turons in Ägypten. (Obere Kreide Ägyptens.)

Von Herrn O. ECK.

Berlin, den 13. April 1910.

Das von SCHWEINFURTH in den Jahren 1876—1888 an verschiedenen Punkten Ägyptens gesammelte Material wurde zum größten Teil dem paläontologischen Institut der Universität Berlin zur Bearbeitung überwiesen, während ein anderer Teil nach Stuttgart und München gelangte.

---

[1]) A. TORNQUIST: Über eine eocäne Fauna der Westküste von Madagaskar. Abh. d. Senckenberg. Nat. Ges. XXVII, 1905.

Die Bearbeitung des in Berlin befindlichen Materials, die bisher durch eine Reihe von Umständen verzögert wurde, wurde mir im Sommer 1908 von Herrn Geheimrat BRANCA übertragen. Da die endgültige Drucklegung der ganzen Arbeit sich noch eine Weile hinziehen wird, möchte ich eine vorläufige Mitteilung über die Ergebnisse machen.

Ich weise darauf hin, daß die Fülle des interessanten Materials bereits zwei andere Veröffentlichungen erforderte.

Die erste von ihnen wurde von mir in Gemeinschaft mit Herrn VON STAFF herausgegeben und behandelte das Thema: Über die Notwendigkeit einer Revision des Genus *Neolobites*. (Berlin 1908, Zeitschrift der Gesellschaft der naturforschenden Freunde, Berlin.)

Die zweite Veröffentlichung erschien unter dem Titel: Bemerkungen über drei neue Ammoniten aus der oberen ägyptischen Kreide. (Koll. SCHWEINFURTH.) (OTTO ECK. Berlin 1909, Sitzungsberichte der Gesellschaft der naturforschenden Freunde, Nr. 3.)

A. Paläontologischer Teil.

I. Allgemeine paläontologische Ergebnisse.

Fossil-Liste.

In der Sammlung SCHWEINFURTH konnten bestimmt werden:

Pseudotissotia segnis SOLGER und var. *discoidalis* PERVINQUIÈRE (beide sehr zahlreich).

Genus *Neolobites* FISCHER em. PERON (zahlreich).
- a) *Neolobites Fourtaui* FOURTAU.
- b) - *Fourtaui* PERVINQUIÈRE.
- c) - *Peroni* HYATT.
- d) - *Schweinfurthi* ECK n. sp.
- e) - *Brancai* ECK n. sp.

Genus *Hoplitoides?* v. KOENEN (selten).
- a) *Hoplitoides ingens?* v. KOENEN.
- b) - cfr. *mirabilis?* PERVINQUIÈRE.

Genus *Acanthoceras Neumayr* (einzelne Individuen).
- a) *Acanthoceras* cfr. *Footeanum* STOL.
- b) - cfr. *Mantelli* SOW.
- c) - cfr. *meridionale* var. *africana* PERVINQUIÈRE.

Genus *Pachydiscus* ZITTEL (ein Individuum).
Pachydiscus cfr. *Menu* FORBES.
Genus *Tissotia* DOUVILLÉ (zahlreich).
Tissotia cfr. *Fourneli* BAYLE.
Hemitissotia Morreni COQ.?
Tissotia cfr. *Tissoti* BAYLE?
- *Schweinfurthi* ECK n. sp.
- *securiformis* ECK n. sp.
Genus *Fagesia* PERVINQUIÈRE (selten).
Fagesia bomba ECK n. sp.
- cfr. *thevestensis* PERON.
- indet.
Genus *Vascoceras* CHOFFAT (ziemlich häufig).
Vascoceras cfr. *amieirensis* CHOFFAT.
- *Kossmati* CHOFFAT.
- sp. indet.
Nautilus Mermeti COQ. (ziemlich selten).
- *Munieri* CHOFFAT.
Amm. sp. indet.; wahrscheinlich:
Acanthoceras sp.
Tissotia sp.
Hemitissotia sp.

Die ägyptische Fauna zeichnet sich durch einen verhältnismäßigen Reichtum an Individuen bei Armut an Species aus.

Die größte Ähnlichkeit zeigt sie mit der Fauna Tunesiens und Portugals; jedoch kommen auch Anklänge an die Cephalopodenfauna Indiens und Algeriens vor.

Die Grenze zwischen Obercenoman und Unterturon ist nicht ganz scharf, indem sich einige Cephalopoden vereinzelt in einem höheren oder tieferen Horizont finden, so daß man in gewissem Sinne von einer Faunenvermischung sprechen kann. Auf letztere weist auch BLANCKENHORN hin[1]). Dennoch halten sich im großen und ganzen die charakteristischen Ammoniten in ihren zugehörigen Niveaus und dokumentieren ihre Zugehörigkeit zu ihnen allein schon durch ihr dann sehr häufiges Vorkommen, während eine Wanderung in einen höheren oder tieferen Horizont nur vereinzelt erfolgt.

---

[1]) BLANCKENHORN: Geologie Egyptens. Diese Zeitschrift **53**, 1901, S. 36.

II. Spezielle paläontologische Ergebnisse.

Genus *Neolobites* FISCHER.

A. Die von FOURTAU 1904 als *Neolobites Peroni* FOURTAU und 1907 von PERVINQUIÈRE als *Neolobites Fourtaui* PERVINQUIÈRE beschriebenen Species müssen, obwohl nahe verwandt, dennoch als verschieden getrennt werden.

B. Untersuchungen an Jugendwindungen haben eine Bestätigung der von PERVINQUIÈRE geäußerten Vermutung ergeben, nach welcher keine nennenswerten Entwicklungen der einzelnen Elemente, besonders des Externsattels, vorliegen. Ebensowenig ist irgendeine Entwicklung des ganzen Genus zu beobachten. Vermehrung und Verminderung von Auxiliarelementen erfolgt individuell und regellos.

Genus *Vascoceras* CHOFFAT.

Die Vascoceratiden Ägyptens zeigen die größte Ähnlichkeit mit denjenigen Portugals, weniger mit solchen aus Tunis. Direkt identisch mit portugiesischen Formen sind:

Vascoceras Kosmati CHOFFAT.
- *Durandi* THOMAS et PERON.
- *barcoicensis* CHOFFAT.

Genus *Hoplitoides* v. KOENEN.

Von Interesse ist das wahrscheinliche Vorkommen von *Hoplitoides*, einem Genus, das bisher hauptsächlich aus Kamerun und Tunis bekannt war. Die mir vorliegenden und als Hoplitoiden angesprochenen Ammoniten sind leider nicht besonders gut erhalten. Sie weisen überwiegende Ähnlichkeit mit *Hoplitoides* auf; in der Lobenlinie erinnern sie zuweilen an *Hemitissotia*. Vielleicht handelt es sich um eine Zwischenform.

Genus *Fagesia* PERVINQUIÈRE.

Fagesia zeigt die größte Ähnlichkeit mit *Vascoceras*. Die Lobenlinie bleibt aber bei *Vascoceras* zeitlebens einfach, während sie bei *Fagesia* einen hohen Grad von Kompliziertheit erreicht.

Das Vorkommen von *Fagesia* in Ägypten war bisher noch nicht bekannt. Ihr dortiges Auftreten bildet das Mittelglied in einer langen Reihe von Funden. *Fagesia*

wurde gefunden in: Portugal (CHOFFAT), Algier (PERON), Tunis (PERVINQUIÈRE), Ägypten (SCHWEINFURTH), Indien (STOLICZKA, KOSSMAT) und Japan (YABE).

Pseudotissotia segnis SOLGER.

Es gelang mir zum erstenmal, die Anfangskammer herauszupräparieren und abzubilden. Die Anfangssutur ist ziemlich angustisellat. Es scheint mit größter Wahrscheinlichkeit eine individuelle Verschiedenheit im embryonalen Stadium zu geben, wie Zeichnungen von verschiedenen Anfangskammern ergaben; und zwar äußerte sie sich in der mehr oder minder großen Asymmetrie der beiden Suturhälften.

Eine deutliche Berippung konnte schon bei 3 mm Windungsradius festgestellt werden. (cf. SOLGER).

Formen mit Knoten am Rande und solche mit einem dreifachen umlaufenden Kiel sind identisch, da die beiden Seitenkiele durch Verwachsung der Knoten entstehen.

Die von FOURTAU[1]) 1904 als *Schlönbachia Quaasi* beschriebene Species muß gestrichen werden, da sie unzweifelhaft die Jugendform der *Pseudotissotia segnis* SOLGER darstellt. Aus dem mir vorliegenden Material gelang es mir, eine Reihe von immer größer werdenden Individuen zusammenzustellen, die in allmählicher Entwicklung unzweideutige Merkmale der *Pseudotissotia segnis* SOLGER aufweisen, während die kleinsten, etwa 10 mm großen Individuen fast identisch mit den von FOURTAU gegebenen Abbildungen sind[2]).

Nautilus Mermeti COQUAND und *Nautilus Munieri* CHOFFAT sind entweder identisch oder höchstens Varietäten. Ebenso ist der *Nautilus Fittoni* SHARPE viel enger mit *Nautilus Mermeti* COQ. verwandt, als bisher angenommen.

Tissotia Tissoti BAYLE.

Die von DAQUÉE und BLANCKENHORN geäußerte Ansicht, daß bei Abu Roasch diese Formen vorkommen, muß, entgegen der Meinung FOURTAUS (und PERVINQUIÈRES) gestützt werden, da es gelang, die typischen 3 Kiele herauszupräparieren.

---

[1]) FOURTAU: Étude de la faune cretacique d'Egypte. S. 255.
[2]) FOURTAU: a. a. O.

B. Stratigraphischer Teil.

Blanckenhorn sprach seinerzeit die Ansicht aus, daß Turon in Ägypten gar nicht oder nur schwach entwickelt sei, ja geradezu im Cenoman aufgehe[1]).

Vorkommen des Turons im östlichen Ägypten.

Unzweifelhaft ist Unterturon in der östlichen Wüste entwickelt, und Blanckenhorns Frage nach seinem dortigen Vorkommen[2]) muß bejaht werden. Über dem in Ägypten hauptsächlich durch zahlreiche Neolobiten, ferner *Nautilus Mermeti, Nautilus Munieri* charakterisierten Cenoman folgt z. B. bei Wadi Mor, bei Wadi Abu Rimf, Wadi Hauaschieh eine eigentümliche, wohl charakterisierte Ammonitenfacies, die unbedingt das Unterturon kennzeichnet. Schweinfurth bezeichnet sie in seinen Profilen als *Macrodiscus*-Schichten.

Sie enthalten ziemlich übereinstimmend nach meinen Bestimmungen:

Pseudotissotia segnis Solger.
Vascoceras sp.
Vascoceras Kosmati Choffat.
Vascoceras Durandi Thomas et Peron.
Vascoceras barcoicensis Chaffot.
Fagesia bomba Eck.
Fagesia cfr. *thevestensis* Peron.
Fagesia indet.
Acanthoceras cfr. *footeanum* Stol.

Charakteristisch für diese Schichten ist Schweinfurths *Ammonites Macrodiscus*, den später Solger als *Pseudotissotia segnis* Solger bestimmte.

In seiner Beschreibung der tunesischen Cephalopoden, die große Ähnlichkeit mit den ägyptischen Cephalopoden haben, gibt Pervinquière ihr Alter als unterturonisch an. Ich schließe mich dieser Ansicht vollkommen an und halte die *Pseudotissotia segnis* für das charakteristischste Fossil des ägytischen Unterturons. Bestimmend für diese Annahme sind folgende Erwägungen.

---

[1]) Blanckenhorn: Geologie Egyptens; a. a. O., S. 37.
[2]) Blanckenhorn: a. a. O., S. 38.

Pseudotissotia segnis kommt in Ägypten immer in Gesellschaft von Ammoniten vor, die, ziemlich zahlreich verbreitet, in andern Ländern das Unterturon charakterisieren.

Vascoceras in: Portugal, Spanien, Algier, Tunis, Brasilien.

Fagesia in: Portugal, Algier, Tunis, Indien, Japan.

Acanthoceras footeanum: Unterturon Indiens.

In gewissem Sinne kann ich zur Unterstützung dieser Ansicht auch FORTAU[1]) anführen, der in Wadi Abu Elefieh eine *Schlönbachia Quaasi* in einer von ihm ausdrücklich als oberes Cenoman bezeichneten Schicht fand. Dieser Ammonit ist, wie in meiner später in Druck gelangenden ausführlichen paläontologischen Beschreibung ausgeführt wird, identisch mit *Pseudotissotia segnis* SOLGER. FOURTAU erkannte schon seine Zugehörigkeit zu den obersten Schichten des Cenomans. Diese Schichten müssen wir aber aus den oben angeführten Gründen einem noch höheren Horizont, dem unteren Turon, zuweisen.

Zur Frage der Faunenvermischung.

BLANCKENHORN[2]) hat die Ansicht geäußert, daß die von mir als unbedingt unterturonisch aufgefaßte Schicht die obere Grenze des Cenomans bildet, und daß auf diese Weise das Turon gewissermaßen in Cenoman aufgehe, indem „sich echt cenomane Typen, zum Teil vergesellschaftet mit turonen, bis dicht an die untere Grenze des Senons verbreiteten".

An Hand der mit vorliegenden Cephalopoden muß festgestellt werden, daß diese Beobachtung auf ägyptische Verhältnisse, wenigstens soweit sie die Cephalopodenfacies der östlichen Wüste betreffen, nicht ohne weiteres verallgemeinert übertragen werden darf. Wenn auch, wie BLANCKENHORN betont, die turonischen Schichten nie mehr als höchstens 10—25 m mächtig sind, so sind sie dennoch wohl von den darunter lagernden Cenoman-Schichten durch ihre oben beschriebene eigenartige unterturonische Cephalopodenfauna charakterisiert und getrennt. Es konnte gelegentlich das vereinzelte Vorkommen von sonst unterturonischen Ammoniten in einer cenomanen Schicht, jedoch nie das Aufsteigen cenomaner Typen bis dicht an die Grenze des Senons beobachtet werden.

Daher darf der Ausdruck „Faunenvermischung" nicht zu weit gefaßt werden, sondern er soll nur bedeuten, daß ein

---

[1]) FOURTAU: a. a. O., S. 239.

[2]) BLANCKENHORN: Entwicklung des Kreidesystems in Mittel- und Nordsyrien. Berlin 1890.

gelegentliches Überschreiten der Grenze, und zwar speziell der Grenze zwischen Turon und Cenoman, beobachtet werden kann. Immerhin lassen sich diese beiden Horizonte genügend scharf auseinanderhalten, indem verhältnismäßig selten ein charakteristisches Fossil in einer älteren oder jüngeren Schicht gefunden wird, dagegen die charakteristischen Fossilien das Alter ihrer Schichten schon allein durch ihr zahlreiches Auftreten dokumentieren.

Gliederung der oberen Kreide in der östlichen arabischen Wüste.

Cenoman.

Nautilus Mermeti COQUAND.
- *Munieri* CHOFFAT.

Acanthoceras cfr. *meridionale* STOL.
- *meridionale* var. *africana* PERVINQUIÈRE.
- cfr. *Mantelli* SOW.

Neolobites Peroni HYATT.
- *Fourtaui* FOURTAU.
- - PERVINQUIÈRE.
- *Brancai* ECK n. sp.
- *Schweinfurthi* ECK n. sp.

Pseudotissotia segnis SOLGER (selten, nach SCHWEINFURTHs Angaben).

An der Grenze zwischen Turon und Cenoman.

Tissotia securiformis ECK.
- *Schweinfurthi* ECK.

Neolobites Brancai ECK.
- *Schweinfurthi* ECK.

Turon.

Neolobites Schweinfurthi ECK (selten).

Fagesia bomba ECK n. sp.
- cfr. *thevestensis* PERON.

Vascoceras cfr. *amieirensis* CHOFFAT.
- *Kossmati* CHOFFAT.
- *Durandi* THOMAS et PERON.
- *barcoicensis* CHOFFAT.

Pseudotissotia segnis SOLGER.

Acanthoceras cfr. *footeanum* STOL.

Hoplitoides sp. (?).
- cfr. *mirabilis* PERVINQUIÈRE (?).

Senon.

Hoplitoides (?) ingens v. KOENEN.
Tissotia Tissoti BAYLE.
- cfr. *Fourneli* BAYLE.
Hemitissotia Morreni COQ. (?) [nach SCHWEINFURTH].

---

30. Über eine Stillstandslage der großen Vereisung im Münsterlande.

Von Herrn TH. H. WEGNER.

(Mit 6 Textfiguren.)

Münster i. W., den 8. April 1910.

Geschichtliches.

Ein Kiessandzug, der sich durch das nördliche Münsterland hindurchzieht, erregte bereits die Aufmerksamkeit des um die erste Erforschung der Geologie Westfalens sehr verdienten Professor BECKS. 1860 gab HOSIUS[1]) sodann einige Mitteilungen über diesen Höhenzug und versuchte ihn durch Drift genetisch zu erklären. „Es braucht kaum erwähnt zu werden, daß, soweit bis jetzt die Beobachtungen reichen, die Diluvialfluten von Norden und Nordwesten in das Becken eingedrungen sein müssen.“ Durch die zwischen den Plänerrücken des Bilker-Berges und Thieberges bei Rheine liegende, präglaziale Lücke drang die „diluviale Flut und lagerte hier einen Höhenzug ab, der in seinem Verlauf durchaus den Charakter einer solchen Ablagerung trägt, welche sich beim Einströmen durch eine enge Öffnung in ein weites Becken bildet“.

Die Anschauung über die Entstehung der Diluvialgebilde durch die Bedeckung Norddeutschlands mit skandinavischem Binneneis fand in Westfalen nur sehr wenig Anklang. Erst 1893 wurde von HOSIUS und MÜGGE im Münsterland zum erstenmal typischer Geschiebelehm nachgewiesen, obwohl dieser in der Umgebung Münsters z. B. eine große Verbreitung besitzt und in Ziegeleien vielfach aufgeschlossen ist.

---

[1]) Beiträge zur Geologie Westfalens. Diese Zeitschr. 1860, S. 97 ff.

Wie ich[1]) bereits früher kurz mitteilte, ist der erwähnte Kies-Sandzug als das Produkt einer Stillstandslage des Binneneises aufzufassen.

Ich gebe in folgendem die speziellen Untersuchungen über diese Endmoräne.

I. Allgemeine Beschreibung der Endmoräne.

1. Verlauf der Endmoräne.

Als Endmöräne bezeichne ich mit H. SCHRÖDER ein Gebilde, das sich am Rande eines Gletschers oder Binneneises bei einem Stillstande wall- und zugartig anordnet.

Als ich vor 8 Jahren den von BECKS zuerst erwähnten Kieszug als Endmoräne ansprach, leitete mich einmal das orographische Auftreten von Rücken und Kuppen in Bogenform und sodann der von der Umgebung abweichende petrographische Charakter. — Im Aufbau boten sich aber gegenüber der mir bekannten Endmoränenausbildung in der Uckermark zunächst viele Verschiedenheiten. Dort liegen scharf geschwungene Bogen aus sehr steilen Wällen und Kuppen mit tiefen Schluchten und Durchbrechungen vor, hier in Westfalen aber weit ausgedehnte Segmente mit breit gerundeten Rücken und Buckeln; im Osten baut sich die Endmoräne aus Blockpackung auf, im Westen zeigen hingegen Sande, Grande und Gerölle eine ausgezeichnete Schichtung; dort fanden sich nur nordische Materialien, hier ein Gemisch nordischer und heimischer Gesteine.

Das Literaturstudium ergab dann aber[2]), daß geschichtete Bildungen auch bei anderen Stillstandslagen vereinzelt die Endmoräne ganz allein aufbauen und bei vielen als Grundlage der Blockpackungen sich finden, so daß sie gleichsam das Embryonalstadium der Endmoräne darstellen.

Das Produkt des Stillstandes auf münsterländischem Gebiet sind zwei Bogen. Der nördlichste derselben beginnt auf hannöverschem Gebiet bei Salzbergen nördlich von Rheine und zieht sich dann zwischen den Orten Ohne, Neuenkirchen, Borghorst, Emsdetten hindurch bis nach Ahlintel, wenig südlich

---

[1]) Führer zu den Exkursionen der 2. Hauptversammlung des Niederrheinischen Geolog. Vereins zu Münster 1908, S. 3—5, und Über geschichtete Bildungen in den norddeutschen Endmoränen. Verhandl. des Naturhist. Vereins für Rheinland und Westfalen 1910.

[2]) Verhandl. d. Naturh. Vereins d. preuß. Rheinlandes und Westfalens 1910, S. 191.

von der Nordwalde-Emsdettener Chaussee. Nach einer Unterbrechung von 11 km setzt ein zweiter Bogen bei der Station Sprakel südlich Münster ein und verläuft über Kinderhaus, Münster, Hiltrup, Albersloh, Sendenhorst bis Tönnishäuschen.

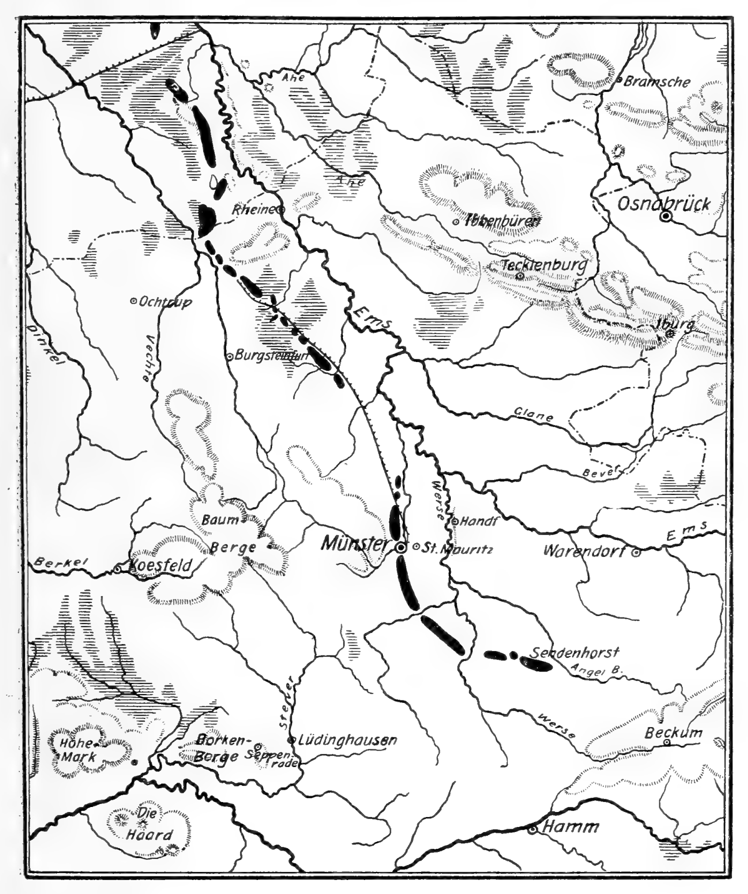


Fig. 1.
Verlauf der Endmoräne im Münsterland.

Die östliche Fortsetzung wird von mir in den von STRUCK und SPETHMANN an der Porta westfalica, von H. MÜLLER am Hils und von CREDNER in Sachsen beschriebenen Endmoränen infolge ihrer ähnlichen Lage zu der südlichen Grenze des Geschiebemergels vermutet.

Die nördliche Fortsetzung jenseits Salzbergen bildet die von MARTIN bereits beschriebene „Pseudo-Endmoräne“ von Emsbüren, deren weitere Fortsetzung nach Norden von diesem Autor im Groninger Honsrug gesucht wurde. Diesen bei Salzbergen beginnenden und von dort nach Emsbüren verlaufenden Bogen einer Endmoräne verfolgte ich über Süd-, Mittel- und Nordlohne bis nach Meppen. Die weitere Fortsetzung bis zur Nordsee konnte noch nicht nachgewiesen werden.

2. Morphographie der Endmoräne.

Die Endmoräne setzt sich aus Rücken und Kuppen zusammen, deren Länge zwischen wenigen hundert Metern und 15 km schwankt und deren Breite sich zwischen 60 m und 2 km bewegt. Da die Rücken eine verhältnismäßig unbedeutende Höhe von 1 bis höchstens 15 m aufweisen, liegen demnach in dem Endmoränenzuge breitgerundete Hügel vor, die meist nur wenig über das umliegende Terrain hervorragen und durch breite, flache Senken voneinander getrennt sind.

3. Innerer Bau der Endmoräne.

An dem Aufbau der Endmoräne nehmen in erster Linie geschichtete Bildungen teil.

Sande und Grande und in geringerem Grade auch Tone, Kiese und Gerölle setzen beide Bogen zusammen und wechseln in ihr auf kurze Erstreckung hin ab.

In den zahlreichen Aufschlüssen sind folgende Arten von Lagerung zu beobachten:

1. muldenförmige Lagerung,
2. sattelförmige - ,
3. horizontale - ,
4. diskordante - ,
5. Blockpackung.

Die muldenförmige Lagerung ist die wichtigste und häufigste; sie stellt jedesmal das Querprofil eines Flußbettes dar. An den Steilwänden der Sandgruben lassen sich muldenförmig gelagerte und in vielfacher Wechsellagerung aufeinanderfolgende Geröll-, Sand- und Grandschichten unterscheiden, die in seltenen Fällen Geröllschmitze in sich eingeschlossen enthalten.

In einer derartigen Mulde waren einmal 6 Verwerfungen mit einer höchsten Sprunghöhe von 50 cm zu beobachten, die nicht auf nachträgliche Störung, sondern nur durch die Setzung

des Materiales nach dem Abfließen des die Ablagerungen zunächst erfüllenden Wassers entstanden sein konnten.

Die einseitig geneigte Lagerung, die sich in manchen kleineren Aufschlüssen ausschließlich beobachten läßt und dann leicht den Anschein einer gestörten Schicht erwecken könnte, konnte bei weiterem Abbau stets auf den auf- oder absteigenden Schenkel einer Mulde zurückgeführt werden.

Während das Querprofil eines Flußbettes durch die synklinale Lagerung charakterisiert ist, herrscht im Längsschnitt, mag dieser nun aus der Mitte oder aus den seitlichen Teilen genommen sein, die horizontale Lagerung durchweg vor, die hier und da Grandschmitze, seltener Geröllnester und Tonlagen aufweist.

Die diskordante Parallelstruktur ist das Resultat von rasch in der Stärke der Bewegung oder in der Wassermenge wechselnden Flüssen.

Blockpackungen konnte ich nur sehr selten beobachten. Sie liegen entweder ganz unregelmäßig in den übrigen Schichten, finden sich vorwiegend aber in den Schenkeln der Mulden.

Die Richtung der Schmelzwasserflüsse ist in vielen Fällen festzustellen, indem entweder der unmittelbare Befund schon häufig das Streichen und Fallen der Mulden erkennen läßt, oder die häufige Beobachtung der im raschen Abbau begriffenen Wände der Sandgruben die Bestimmung derselben gestattet. Die Richtung verläuft häufig senkrecht zu den Endmoränenrücken oder weicht doch nur wenige Grade von denselben ab. Ein Streichen der Flußbetten in der Richtung der Rücken ist sehr selten zu beobachten. In dem speziellen Teil sind die Richtungen einzelner der beobachteten Flußläufe mitgeteilt.

4. Verhalten der Endmoränenablagerungen zum liegenden Kreidemergel und zur Grundmoräne.

Die Bohrungen der Stadt Münster zur Erlangung eines guten Trinkwassers hatten das überraschende Resultat, daß sich unterhalb der „Kies-Sandwälle“ ein Graben in dem Kreidemergelgebirge in einer Tiefe von etwa 10 m und einer Breite von 400 m hinzieht.

Im Vorlande der Endmoräne tritt vielfach die Kreide zutage oder ist von einer kaum einige Meter mächtigen Diluvialdecke überlagert. Von dem Grabenrand steigt sie zu den niedrigen Höhen des Vorlandes im allgemeinen ganz allmählich auf. Im Hinterlande ist die Kreide nur in seltenen Fällen oberflächlich zu beobachten. Südlich Münster nimmt sie, wenn

auch Unebenheiten, soweit die wenigen Aufschlüsse dartun, nicht selten sind, unter den Diluvialablagerungen fast überall dieselbe Höhenlage ein und tritt erst bei Lüttkenbeck hier und da fast zutage.

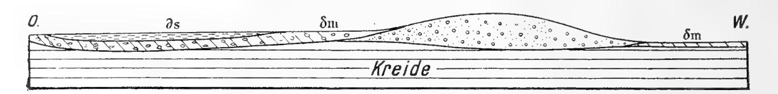


Fig. 2.
Schematisches Profil durch die Endmoräne bei Münster.

Der Graben des liegenden Kreidemergels unter der Endmoräne ist von Münster aus nach SO bis nach Albersloh, also auf eine Länge von 15 km, durch die Bohrungen der Stadt Münster nachzuweisen; er ist auch, wie im speziellen Teil weiter ausgeführt ist, in der Hardt bei Sendenhorst, ferner auf dem Emsdettener Gebiet und bei Neuenkirchen festgestellt.

Dieser Graben ist daher eine ganz typische Erscheinung für die Endmoräne; er muß wie diese der Stillstandslage seinen Ursprung verdanken und kann nur auf die aus dem Eise kommenden und von diesem herabstürzenden Gletscherwasser zurückgeführt werden.

Die Stillstandslage eines Eises ist verbunden mit einer gegen vorher verminderten Abschmelzung. Die noch in der ersten Zeit des Stillstandes aus den zurückliegenden Teilen des Eises herbeiströmenden Gletscherwasser bewirkten die Erosion jenes vorhin erwähnten Grabens. — Als diese Zuflüsse dann geringer wurden, kam es zum Absatz der von ihnen mitgeführten Materialien in Form von Kuppen und Rücken.

Im Münsterschen Bogen ist bei zwei Stellen unmittelbar bei Münster und bei Hiltrup zu beobachten, daß sich die Sande und Grande der Endmoräne auf die das Vorland bildende Grundmoräne auflagern. Bei Erweiterungsarbeiten des Bahnhofs Münster wurde im Hinterlande eine Auflagerung der Grundmoräne auf die Endmoränenbildungen festgestellt.

5. Das Material der Endmoräne.

Die Endmoräne wird vorwiegend von Quarzsanden verschiedenen Kornes und meist grauer bis gelbbrauner Farbe gebildet. Körner von Feldspat und Magneteisen, selten von Glaukonit sind hier und da reichlicher beigemengt.

Die in der Endmoräne sich vorfindenden Kiese und Gerölle, die nur selten Kopfgröße erreichen, sind teils nordischer, teils heimischer Herkunft. Über die Heimat der nordischen Geschiebe hat MEYER[1]) Untersuchungen angestellt, denen in Kürze weitere von HIRZEBRUCH folgen werden. Die heimischen Gerölle (bzw. Geschiebe) entstammen vorwiegend dem Teutoburger Wald. Die Kalke und Pläner der oberen Kreide sowie Schiefer und Kalke des Wealden mit *Cyrena*, *Cypris* und *Melania* sind ab und zu reichlich vertreten. Bei Ablagerungen, die aus nußgroßem Material bestehen, überwiegen vielfach weiße Quarze. MARTIN betrachtet die in den Endmoränen Hollands und Hannovers sich vorfindenden weißen Quarze als ein Material, das durch von S kommende Flüsse an dem stationären Eisrand abgelagert wurde und gab diesem Typus einer Stillstandsbildung die Bezeichnung „Pseudoendmoräne“[2]).

Der Ansicht MARTINs stellen sich aber sehr gewichtige Bedenken entgegen, die ich bei der Beschreibung der hannoverschen Fortsetzung, die MARTIN Anlaß zu dieser Anschauung gab, auseinanderzusetzen gedenke.

Als Heimat der weißen Quarze sehe ich vorwiegend die Carbonvorkommen nördlich des Teutoburger Waldes vom Hüggel und Piesberg bei Osnabrück und vom Schafberg bei Ibbenbüren an. Das Carbon führt zahlreiche Konglomeratbänke, deren Gerölle auf der Oberfläche der genannten Erhebungen dicht gesät liegen und die Verwitterungsschicht durchspicken.

Daß kein Transport „südlicher“ Materialien an den Eisrand stattgefunden hat, geht daraus mit Gewißheit hervor, daß in der Endmoräne sich keine Gesteine des westlichen Münsterlandes gefunden haben.

II. Spezielle Beschreibung der Endmoräne.

1. Der Neuenkirchener Bogen.

Der Neuenkirchener Bogen beginnt unmittelbar südlich von Salzbergen, verläuft zunächst nach Südwesten bis zu dem Dorfe Ohne und biegt unweit dieses Ortes an der hannöversch-westfälischen Grenze in die Südostrichtung um.

Zwischen Neuenkirchen und Wettringen erreicht der Zug bei Maxhafen den Max-Clemens-Kanal und läuft dann zwischen den Dörfern Emsdetten-Borghorst dem Kanal parallel, bis er

---

[1]) Zentralbl. Min. 1907.
[2]) Diluvialstudien III.

sich von dem Schnittpunkt der Emsdetten-Nordwalder Chaussee ab in der sogenannten Brennheide ganz allmählich in die Ebene verliert. Der Endmoränenbogen erstreckt sich danach über die fünf Meßtischblätter Schüttorf, Ochtrup, Rheine, Burgsteinfurt und Emsdetten.

Etwa 1 km südlich der Salzbergen-Schüttorfer Chaussee beginnt der Zug mit einem ca. 600 m langen Rücken, dessen Höhe zwei kleine Kuppen trägt. Diesem ersten Hügel schließt sich in der Bauerschaft Sandrup ein zweiter von 1 km Länge und rhombenförmiger Gestalt an. Auf dem Meßtischblatt Ochtrup tritt östlich von dem Dorfe Ohne eine sonst nicht wieder erreichte Verbreiterung des Rückens von 2 km ein, der sich über das Vor- und Hinterland höchstens 7 bzw. 9 m erhebt.

Eigentümlich sind diesem Rücken mehrere kleine Wassertümpel, die besonders in einer kleinen N—S laufenden Rinne auf dieser Verbreiterung liegen und anscheinend Erosionsbildungen sind.

Die flache Verbreiterung bei Ohne verschmälert sich weiter nach Süden wieder zu einem etwa 600 m breiten Zuge und zieht als solcher sich durch die Bauerschaft Haddorf zwischen dem Bilker und Thieberg, die beide aus Cenoman und Turon bestehen, über den Offlumer Sand nach der Neuenkirchen-Wettringer Chaussee. Durch den Anstieg des Thieberges und die Überdeckung durch Dünensande wird der Zug undeutlich und ist kaum bemerkbar.

Durch die Bohrungen des Ochtruper Wasserwerkes (s. u.) sind die Endmoränenablagerungen aber auch hier in der Tiefe nachgewiesen.

Kurz vor der Chaussee Neuenkirchen-Wettringen sind sie als ein 700 m langer und 4 m hoher Rücken wieder deutlicher bemerkbar und ziehen sich dann, wenig in den Kiefern hervortretend und an zwei Stellen eine Höhe von 55 m ü. d. M., d. i. 8 m über das umliegende Gelände erreichend, bis zur Haltestelle der Rheine - Burgsteinfurter Bahn. Nach einer kurzen Unterbrechung folgen noch mehrere undeutliche Erhebungen; zuerst unmittelbar an der Bahn ein 1 km langer, dann bei dem Kolon DAUERMANN ein sich $1^1/_2$ km weit erstreckender und nur 80 m breiter Rücken von 1 m Höhe, dem nach einer kleinen Unterbrechung sich eine Erhebung von 400 m Länge und 1 km Breite anschließt.

Ein weiterer Rücken von nicht ganz 1 km Länge und zwei unbedeutende Erhebungen führen dann über zu einem geschlossenen Zuge, der 1 km südlich der Emsdetten-Borghorster Chaussee beginnt, sich hier bei einer Breite von

ca. 500 m und einer Höhe von etwa 10 m über die Güter von Abeler, Spaning und Lintel hinzieht und im Linteler Esch und in der Brennheide südlich von der Emsdetten-Nordwalder Chaussee allmählich in die Ebene verläuft.

Die im Offlumer Sand stehenden Bohrlöcher des Ochtruper Wasserwerkes ergaben, trotzdem sie nicht ganz rechtwinklig die Endmoräne schneiden, daß hier unter dem Endmoränenzuge ein Graben in dem liegenden Kreidemergel ausgeschlagen ist.

In und unter dem Höhenzuge wechsellagern die Materialien verschiedenster Korngröße, wie aus folgenden Bohrlochtabellen hervorgeht.

Bohrloch 4a

an der westlichen Grenze des Meßtischblattes Rheine im Offlumer Sand.

0,00— 3,65 m feiner weißer Sand.
3,65— 4,90 - - Kies mit Einlagerung starker Gerölle.
4,90— 6,00 - - Kies.
6,00— 6,75 - - Kies von grauer Farbe mit einer Geröllschicht von 30 cm.
6,75— 7,50 - feiner Sand mit Kiesschichten.
7,50— 9,25 - - Kies.
9,25—10,00 - - sandiger Kies mit kleinen Steinschichten.
10,00—14,50 - - Kies.
14,50—16,10 - - grauer sandiger Kies.

Mergel. Die Mergelsohle wurde bei 29,85 m ü. d. M. liegend angetroffen.

Ganz ähnliche Schichten wurden bei dem Bohrloche 4b durchstoßen. Hier liegen von

0,00— 4,00 m feiner weißer Sand.
4,0 — 4,75 - - gelber Sand.
4,75— 7,00 - Grand mit Geröllagen.
7,00—10,35 - feiner Kies mit Geröllen.
10,35—16,00 - - Kies von grauer Farbe.
16,00—16,50 - grober Kies und Gerölle.

Das Bohrloch 4b liegt wenig südlich von 4a, hier wurde die Mergelsohle bei 29,00 m erreicht. Diese senkt sich also von dem Bohrloche 4a nach 4b um fast 1 m ein. Noch mehr südlich liegen die Bohrlöcher 12, 14 und 13, deren Mergelsohle bei 30,80, 32,50 und 36,10 liegt. Es ist demnach von dem Bohrloch 4a ein Einsinken des Mergels nach 4b und von dort wieder ein Aufsteigen desselben über Bohrloch 12, 14 und 13 zu beobachten. Die Differenz beträgt 7 m.

Die unmittelbare Fortsetzung dieses Grabens ist durch die Bohrungen der Stadt Burgsteinfurt an der Neuenkirchen—Wettringer Chaussee und die Bohrungen der Stadt Rheine in der Nähe des Bahnhofes Neuenkirchen-Land festgestellt worden.

Die Bohrungen des Ortes Borghorst auf der Endmoräne bei Emsdetten ergaben ebenfalls das Vorhandensein einer Rinne unter der Endmoräne (vgl. Fig. 3).

Die Resultate der Untersuchung dieser Bohrungen und jener der Stadt Münster beabsichtige ich in einem Aufsatze über die Wasserverhältnisse des Münsterlandes zu veröffentlichen.

Die oberflächlichen Aufschlüsse dieses Bogens sind stets flach, die Struktur ist demgemäß nur sehr wenig zu beobachten. Die Schichtung ist hier aber meist auf senkrecht oder unter einem großen Winkel zum Streichen der Endmoräne geflossene Gletscherwasser zurückzuführen.

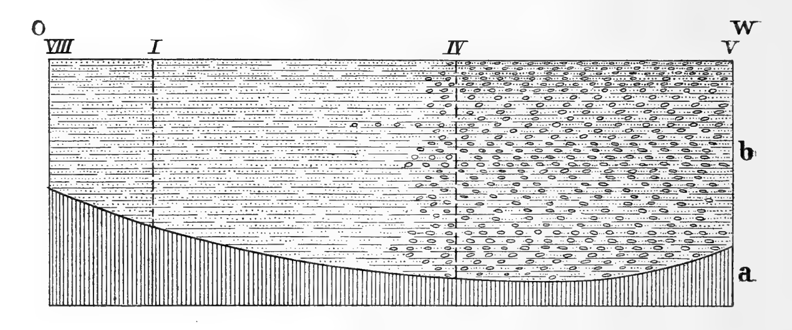


Fig. 3.
Graben unter der Endmoräne an der Emsdetten-Borghorster Chaussee.

Das Vorland dieses Bogens wird, soweit bisher festgestellt werden konnte, von Sanden, seltener von Senkeln[1]) und Lehmen gebildet, unter diesen taucht am Rande der westlich folgenden Höhenzüge hier und da Grundmoräne auf.

Im Hinterlande finden sich, abgesehen von der oberen Kreide des Thieberges bei Rheine, vorwiegend die Sande des großen nordmünsterländischen Heidesandgebietes vor. In dem vom Thieberge und der Endmoräne gebildeten Winkel bei Neuenkirchen tritt unter diesem Sand Geschiebelehm zutage. Das Lagerungsverhältnis desselben zur Endmoräne konnte aber nicht festgestellt werden.

---

[1]) Senkel = graue, oben gelbe feinsandige Lehme. Der in Westfalen überall gebräuchliche Name ist bereits von H. Müller: Diluvium im Bereich des Kanals usw. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1895, S. 43, in die geologische Literatur eingeführt.

2. Der münstersche Bogen.

Der münstersche Bogen beginnt etwa 2 km südlich von Sprakel, zwischen Greven und Münster, und zieht sich von dort in der Richtung der Grevener Chaussee über Kinderhaus auf die Stadt Münster zu. Südlich derselben verläuft die Endmoräne über Hiltrup nach Albersloh und Sendenhorst, wo sie, wenig östlich von letzterem Orte, bei Tönnishäuschen, in der Hardt ausläuft.

Die lobenartige Form des Eisrandes kommt in diesem Rücken klar zum Ausdruck. Der Bogen verläuft auf dem Meßtischblatte Greven von N nach S mit einer leichten Neigung nach SW, biegt aber bereits auf Blatt Münster ein wenig nach SO um, geht dann auf Blatt Ottmarsbocholt und Sendenhorst in eine östliche Richtung über, um auf letzterem und auf Blatt Enniger eine fast rein östliche Richtung einzuschlagen.

Die Länge des Bogens beträgt ca. 34 km.

In der Bauerschaft Sandrup bildet dieser Bogen zunächst einen kleinen, ovalen Hügel, der bei einer Breite von 400 m und bei einer Länge von $1^1/_4$ km sich nur 3 bis 4 m über das Vor- und Hinterland erhebt. Eine zweite, ebenfalls unbedeutende Kuppe von 6 m Höhe folgt an der Haltestelle Kinderhaus und leitet nach einer Unterbrechung des Zuges durch den Kinderhauser Bach zu einem fast 4 km langen Rücken über, der sich bis in die Stadt Münster erstreckt. Die Grande und Kiese wurden hier noch beim Kanalbau auf der Wilhelmstraße überall angetroffen.

Dieser im höchsten Teile 62,5 m erreichende und wie der vorige mit guten Äckern bedeckte Rücken fällt nach Westen steiler, nach Osten dagegen ganz allmählich ab. Während das Hinterland durchschnittlich etwa 55 m über dem Meeresspiegel liegt, ragt dieser Rücken über das Vorland wenig vor, ja bleibt häufig an Höhe zurück, da die von einer geringen Diluvialdecke überlagerten Kreidekuppen bis zu 75 und 80 m aufsteigen. Dennoch erscheint der Wall von seinem Rücken aus beiderseits scharf markiert, wie nur selten in einem anderen Teile des Bogens, weil sich am Fuße desselben zwei vom Kinderhauser Bach und der Aa durchflossene Niederungen ausdehnen.

Bei der Stadt Münster wird der Bogen von der Aa-Niederung durchbrochen. Unter den modernen Ablagerungen dieses Flusses finden sich bei der städtischen Badeanstalt Kiese vor.

Am rechten Ufer der Aa tritt unmittelbar vor dem Ägidiitor die Endmoräne wieder oberflächlich zutage. In einem fast

7 km langen Wall, dessen höchste Teile in acht kleine Kuppen gegliedert sind, zieht sich die Endmoräne bis zum Emmerbach bei Hiltrup. Auch an diesem fast ausschließlich von Äckern bedeckten Rücken ist wiederum ein steileres Abfallen nach der Westseite zu beobachten.

Südlich vom Emmerbach und dem hier verlaufenden Kanal erhebt sich der Zug von neuem und setzt sich 8 km weit in der Hohe Ward genannten Erhebung bis zum Dorfe Albersloh fort. Dieser in neun nur wenig auffällige Kuppen gegliederte, zusammenhängende Zug steigt bis 70 m auf. Die Breite



Fig. 4.
Die Endmoräne südlich Münster.

schwankt hier zwischen einigen hundert Metern und einem Kilometer. Da das der Endmoräne im Westen vorgelagerte Gelände von Münster bis nach Albersloh im Durchschnitt etwa 57 m über dem Meeresspiegel liegt, die Endmoräne mithin eine relative Höhe bis zu 12 und 15 m aufweist, setzt sich diese überall recht gut vom Vorlande ab. Eine $1^1/_2$ km lange Unterbrechung bei Albersloh wird von der Werse und dem von deren Nebenfluß, dem Arenhorster Bach durchflossenen Wersebruch eingenommen.

Die weitere Richtung des Bogens ist durch die Lage der Sendenhorster Kunststraße gegeben. Ein 500 m breiter und etwa $2^1/_2$ km langer Rücken macht den Anfang, dann erheben sich mehrere niedrige Kuppen bei der Biegung der Kunststraße

nach SO. Der Ort Sendenhorst liegt auf dem östlichen Abhange eines 2 km langen und 800 m breiten Rückens, der sich östlich des Dorfes noch 3 km in der Hardt fortsetzt.

Nirgendwo ist der Bau der Endmoräne so gut zu studieren, wie in den zahlreichen und teilweise nahe beieinander liegenden Aufschlüssen dieses Bogens bei Münster.

Die Wände sämtlicher Gruben zeigen Flußprofile oder doch Teile von denselben. Bald beobachtet man Querschnitte ganzer Flußbetten oder auch mehrere Mulden girlandenartig

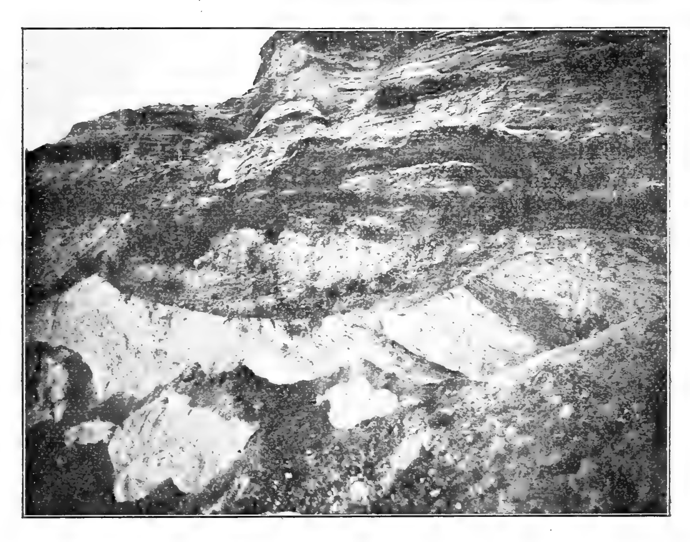


Fig. 5.
Profil einer Sandgrube in der Endmoräne südlich Münster. Diskordante Struktur.

nebeneinandergereiht oder Schichten in diskordanter Lagerung, bald sind nur Stücke gewaltiger Strombetten zu erkennen in der Weise, wie dieses in dem allgemeinen Teil des näheren mitgeteilt ist.

Die Aufschlüsse führten zur Festsetzung folgender Stromrichtungen in dem Endmoränenwall. In dem ersten Hügel zwischen Sprakel und Kinderhaus zeigt ein kleiner Aufschluß in einer Weide des Landwirtes Greiwing das Profil eines senkrecht zur Streichrichtung des Hügels liegenden Flußbettes. Zwei Aufschlüsse an der Kuppe der Kinderhauser Haltestelle

bieten Ablagerungen sehr wechselnder Stromrichtungen dar; sie zeigen eine wirr diskordante Struktur. Zwei Richtungen, NW und SW, ließen sich aber mit Sicherheit feststellen.

Auf dem Rücken zwischen Kinderhaus und Münster waren in den Sandgruben von LUDTMANN und BÖCKER die Lager früherer Strombetten durch mehrere Monate hindurch angestellte Beobachtungen an den rasch abgetragenen Wänden zu rekonstruieren.

Ein Abfluß der Gletscherwasser ist hier nach den in der Sandgrube von LUDTMANN aufgeschlossenen Profilen nach SO in drei fast parallel liegenden Betten schräg und in der von BÖCKER fast senkrecht zum Eisrand erfolgt.

Die großen Aufschlüsse auf der Geist südlich der Stadt Münster lassen fast stets in ihren langgestreckten Profilen die Richtung der Gletscherwasser erkennen. In der vor dem Eisenbahneinschnitt liegenden, neuen Sandgrube von BÖCKER beobachtete ich im Sommer 1906 ein Flußprofil mit senkrecht zum Eisrand liegender Stromrichtung. Von größerem Interesse und weitaus der interessanteste aller Aufschlüsse war das Profil in der Sandgrube von SCHULTE gen. BUSSMANN, das a. a. O. bereits von mir wiedergegeben ist. Die zur Chaussee parallele, hintere Wand der Sandgrube zeigt das Querprofil eines bedeutenden Flusses, dessen Stromrichtung fast senkrecht zum Eisrand lag, während die senkrecht zu derselben stehende Wand den Längsschnitt durch die Mitte desselben Flußbettes bietet. Kleinere Flüsse, deren Betten in einem mehr oder weniger bedeutenden Winkel dazu streichen, haben sich mehrfach in diese Ablagerungen eingegraben. In den letzten Monaten ist an dem Hauptprofil eine ganz geringe Biegung der Stromrichtung nach Süden zu beobachten.

In der dem Kolonat VOGELMANN gegenüberliegenden Sandgrube ist dann weiterhin wieder das Profil eines 7 m breiten Flußbettes zu beobachten, dessen Stromrichtung nur wenig von der westöstlichen abweicht.

Unmittelbar am Kanal sind in einer langen Sandgrube von Peperowe meist parallelgeschichtete oder nur wenig geneigte Sande aufgeschlossen. Ich möchte das seit einem Jahr dort aufgeschlossene Profil als einen Längsschnitt durch die Mitte eines großen Flusses auffassen. Die tiefste Stelle des Flußbettes wird nördlich von dem jetzigen Anschnitt liegen, da vor 6 Jahren in dem ganzen Profil der Grube stark diskordant gelagerte Sande aufgeschlossen waren.

In der großen Sandgrube des Eisenbahnfiskus südlich vom Emmerbach war eine 15 m breite, von NO nach SW

streichende und daher ebenfalls wieder senkrecht zum Eisrand liegende Mulde zu beobachten.

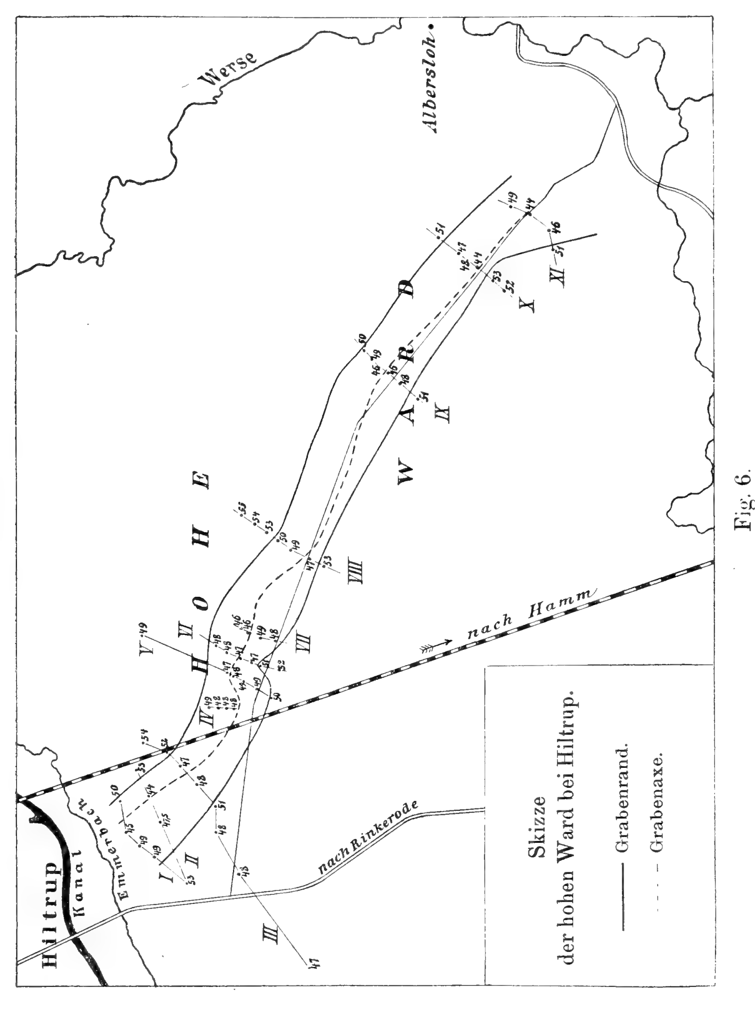


Fig. 6.
Verlauf des Grabens unter der Endmoräne der Hohen Mark bei Hiltrup.

Die Anlagen der großen Erweiterungsbauten des städtischen Wasserwerks Münster in dem mittleren Teile dieses Endmoränenbogens haben gezeigt, daß sich unterhalb der Endmoräne in dem anstehenden Kreidemergel ein Graben hinzieht, dessen tiefste Linie etwa 9 m tiefer liegt als die beiderseitigen Ränder,

daß hier also ganz gleiche Verhältnisse vorliegen, wie sie von Neuenkirchen und Emsdetten mitgeteilt wurden[1]).

Die Mehrzahl der Bohrungen zeigt, daß eine nicht sehr mächtige, aus größeren Geröllen und dicken Blöcken bestehende Schicht sich dem Mergel auflegt, und daß darüber dann feine oder meistens grobe Sande und Grande mit Kies- und Steinlagen folgen. Die Resultate der einzelnen Bohrungen sind natürlich nicht miteinander kombinierbar, sie zeigen aber mit ziemlicher Gewißheit, daß die tieferen Lagen in derselben Weise aufgebaut sind wie die aus den Sandgruben oben beschriebenen Profile.

Die obenstehende Karte im Maßstab 1:25000 zeigt den Verlauf des unter dem Rücken liegenden Grabens. Die Punkte geben die Lage der Bohrlöcher, die Zahlen bei denselben die Tiefe der Mergelsohle an. Die tiefste Stelle derselben liegt bald dem westlichen, bald dem östlichen Rande näher. Aus den Bohrlöchern kann nicht geschlossen werden, ob die Achse des Grabens sich nach dem einen oder dem anderen Ende derselben einsenkt.

Aus den Bohrungen geht dann weiter hervor, daß der westliche Teil des Rückens etwa in der Richtung der südlichen Grenzlinie des Grabens in der Hauptsache aus Sanden besteht, während die groben Sande und die Geröllschichten sich östlich derselben vorfinden.

Profile aus der Hohen Mark bei Hiltrup[2])
zur Erläuterung der beigegebenen Karte (Fig. 6).

I.

	a)	b)	c)	d)	e)	
Bohrloch-Nr.	103	109	128	104	127	
	53,0	49,4	49,5	45,0	50,0	Sohlenkote.

a) —1,25 Sand, 1,25—2,85 schwarzer Ton.
b) Sand.
c) —1,90 feiner Sand, 1,90—3,50 grober Kies, 3,50—8,20 grober Sand mit Steinen.
d) —6,3 Sand, 6,3—6,6 weicher Mergel, dann grober Kies.
e) Feiner Sand.

---

[1]) Nach einem Modell, das auf Grund früherer Bohrungen um das Jahr 1880 angefertigt wurde, und das auf der Direktion des Wasserwerkes Münster aufbewahrt wird, ist derselbe Graben im Mergelgebirge auch zwischen Münster und Hiltrup vorhanden. Die Bohrlisten und Lagepläne konnten aber nicht aufgefunden werden, so daß diese Verhältnisse nicht mitverwertet wurden.

[2]) Alle Bohrungen gehen bis zum Mergel. Angaben nach den Akten der Stadt Münster.

II.

	a)	b)	c)	d)	
Bohrloch-Nr.	103	129	163	107	
	53	47,5	44	53	Sohlenkote.

a) —1,25 Sand, 1,25—2,85 schwarzer Ton.
b) —13 m feiner Sand, 13,0—14,5 grauer Sand mit Steinen.
c) —1,25 feiner Sand, —2 m grauer Sand, —11,45 feiner Sand, —19 m grauer Sand.
d) Sand.

III.

	a)	b)	c)	d)	e)	f)	g)	h)	
Bohrloch-Nr.	102	143	142	138	108	139	140	141	
	47,2	48,3	48,1	51	48	46,8	51,7	54	Sohlenkote.

a) Feiner Sand —8,00.
b) Sand, 1,53—3,5 grober Kies, 6,65—7,85 sandiger Ton, 8,68—8,8 grober Sand.
c) Feiner Sand, mit einer Zwischenlage von grobem Sand 5,9—7,1.
d) —7,30 grauer, feiner Sand.
e) —9,85 Sand.
f) —16,45 grobe Sande und Kiese.
g) —5,75 feiner Sand, —7 m grober Sand.
h) Meist feiner Sand, 2,20—5,65 grober Sand, 6,85—7,38 hellgrauer Ton.

IV.

	a)	b)	c)	d)	
Bohrloch-Nr.	185	178	179	180	
	48,4	48,25	48,7	49	Sohlenkote.

a) —8,60 Sand (von 3—5,4 m und von 6,6—7,7 mit Steinen) von 8,60—9,30 Kies.
b) —5,30 grober Sand, von 5,30—9,40 mit Steinen.
c) Grober Sand mit Steinen, von 6,85—9,00 Kies mit Mergel.
d) 2,3—5,8 grober Sand, 7,1—8,9 grober Kies.

V.

	a)	b)	c)	d)	e)	f)	
Bohrloch-Nr.	169	144	177	176	181	106	
	50	49,25	49	48,5	46,9	49,0	Sohlenkote.

a) —8,20 feiner Sand.
b) —1,8 feiner Sand, 1,8—5,8 grober Sand mit Steinen, 5,8—10,15 feiner Sand.
c) 1 m toniger Sand, dann grobe Sande mit Steinen —10,60.
d) —12,40 feiner Sand, 12,40—16,20 grober Sand.
e) —1,25 Sand, 1,25—2,15 sandiger Mergel, von 4,00—5,6 brauner Ton.

VI.

	a)	b)	c)	d)	e)	f)	
Bohrloch-Nr.	170	171	175	172	173	174	
	52,3	51,5	46,6	46,6	47,6	48,1	Sohlenkote.

a) —6,30 feiner Sand.
b) —5,14 grober Sand mit Steinen, 5,14—6,20 grober, grauer Kies.
c) —7 m feiner Sand, 7,00—16,00 feiner Kies.

d) —16,51 grobe Sande und Kiese.
e) —5,6 feiner Sand, dann grobe Sande mit Kiesen.
f) —12,19 feiner Sand.

VII.

	a)	b)	c)	d)	
Bohrloch-Nr.	164	184	182	183	
	48	49,3	46	46	Sohlenkote.

a) —11,86 feiner Sand.
b) —5,90 feiner Sand, 5,90 - 8,20 grober Sand mit Steinen, 8,20 —10,90 feiner Sand mit Steinen, 10,90—12,60 grober Kies
c) —14,60 grober Sand, 10,30—12,20 feiner, grauer Sand.
d) —7.60 grober Sand, —11,80 feiner Sand, teilweise lehmig, 11,80 —13,70 grober Sand, 13,70—14,8 Kies.

VIII.

	a)	b)	c)	d)	e)	f)	g)	
Bohrloch-Nr.	168	135	130	132	131	133	134	
	52,8	46,8	49,1	50,5	53,4	53,6	54,75	Sohlenkote.

a) —5,30 m feiner Sand.
b) —5,50 m feiner Sand, 5,50 -12,30 grobe Sande mit Kiesen.
c) —6,10 feiner Sand, 6,10—12,50 grober Sand mit Steinen.
d) —5,20 feiner Sand, 5,20—7,5 grober Sand, 9,00—11,80 grauer, grober Sand.
e) —3,50 feiner Sand, 3,50—8,15 grober Sand.
f) —3,00 feiner Sand, 3,00—6,00 grober Sand mit Steinen.
g) —3,50 feiner, grauer Sand, Mergel bei 3,50.

IX.

	a)	b)	c)	d)	e)	f)	
Bohrloch-Nr.	148	147	162	149	151	150	
	51	48	46,4	46,5	48,6	50,4	Sohlenkote.

a) —5,70 feiner Sand, dann Mergel.
b) —2,90 feiner Sand, dann grobe Sande bis zum Mergel 12,85.
c) feine Sande, von 2,80—3,70 und von 9,62—13,55 Zwischenlagen von grobem Sand.
d) 0,82—1,80 Ortstein, 1,80—4,04 feiner Sand, 4,04—12,76 grober Sand mit Steinen.
e) —7,90 feiner Sand, 7,90—9,45 grober Sand.
f) —6,20 feiner Sand, 6,20—6,36 Sandstein mit Mergel, 6,36—6,50 grauer Ton.

X.

	a)	b)	c)	d)	e)	f)	
Bohrloch-Nr.	160	155	152	153	161	154	
	52	52,5	44	47,89	47,3	51,4	Sohlenkote.

a) —1,10 m feiner Sand, 1,10—4,95 grausandiger Ton, 4,95—5,40 grauer Ton mit Mergel.
b) —2,9 feiner Sand, 2,9—5,3 grober Sand mit Steinen.
c) —14,10 feiner Sand, dann 15 cm grober Sand.
d) —5,60 grauer Sand, 5,6—8,60 feiner Sand, 8,60—11,15 grober Sand.
e) —3,25 feiner Sand, 3,25—12,30 m grober Sand.
f) —5,55 feiner Sand, 5,55—5,63 grauer Ton mit Mergel.

XI.

	a)	b)	c)	d)	
Bohrloch-Nr.	159	158	156	157	
	51	45,5	44,2	48,6	Sohlenkote.

a) —1,50 feiner Sand, von 1,5—6,32 grauer, sandiger Ton.
b) —10,60 m feiner Sand, 1,60—4,20 Ton, 10,60—12,30 grober Sand.
c) —5,70 m feiner Sand, 5,70—8,10 grauer Sand, 8,10—10,45 feiner Sand, dann grober Sand 10,45—13,70.
d) —9,50 feiner Sand.

Nach einer mündlichen Mitteilung des Herrn Oberingenieur FÖRSTER wurde in der Hardt östlich Sendenhorst durch die Bohrungen der Stadt Ahlen der Graben unter der Endmoränenbildung ebenfalls erbohrt. Leider konnte ich keine Bohrlisten erhalten.

In den oberflächlichen Aufschlüssen des Bogens sind alle Materialgrößen von feinem Lehm bis zu groben Geröllen vertreten, seltener treten aber die Lehme und Geröllagen auf.

Auf der Geist ist das Material vorwiegend nordischer Herkunft. Granite, weiße Quarze und Kieselschiefer sind überall vorhanden, treten aber gegen die nordischen Gesteine sehr in den Hintergrund. Stellenweise machen sie nur etwa 1 Proz. aus.

Dann finden sich aber wieder andere Aufschlüsse, in denen die weißen Quarze usw. häufig vorkommen und 50—60 Proz. des Geröllmaterials bilden, ja, vereinzelt überwiegen sie mit 90—95 Proz., z. B. in der Sandgrube von LUDTMANN nördlich und der Sandgrube von VOGELMANN südlich von Münster.

Bis Kinderhaus ist das Vorland von Sanden, Senkeln und Lehmen wie beim Neuenkirchener Bogen gebildet. Weiter südlich legt sich auf die Höhen nach Roxel zu Geschiebelehm der Kreide auf.

Der Hohen Ward ist ein Sandgebiet vorgelagert, worauf westlich bei Albersloh die Kreide wieder mehrfach in flachen Aufschlüssen beobachtet wurde.

Im Hinterlande findet sich zunächst wieder der Sand des großen Heidesandgebietes.

Von Münster ab südlich und östlich ist vielfach unter einer dünnen Decke von Geschiebelehm und hier und da von Lehm und Senkel die Kreide zu beobachten.

31. Eine Drumlinlandschaft in Djursland (Jütland).

Von Herrn EMIL WERTH.

(Mit 1 Textfigur.)

Berlin-Wilmersdorf, den 23. März 1910.

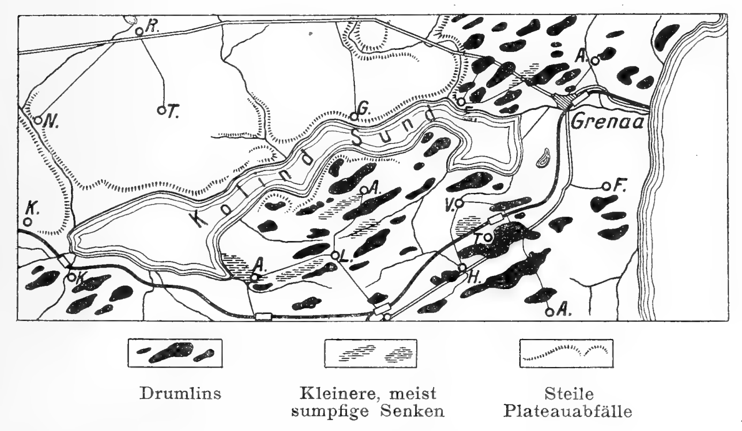
Im östlichen Teile der Halbinsel Djursland (Halbinsel Grenaa) in Jütland erstreckt sich in westsüdwestlicher Richtung zwischen den Städten Grenaa und Kolind der Kolind-Sund. Dieser stellt ein, heute durch Eindeichung trocken gelegtes, fördenartiges Becken dar, welches durch eine niedrige Landschwelle südlich Grenaa vom Kattegat getrennt wird. Diese ziemlich ausgedehnte Schwelle erhebt sich im allgemeinen nur etwa bis 4 m über den Meeresspiegel, doch ist ihr eine Reihe von Dünenhügeln aufgesetzt, und ihre höchste Erhebung beträgt 8,5 m.

Inwieweit am Aufbau dieser Landbrücke moderne Strandbildungen beteiligt sind, bleibt einer genaueren Untersuchung vorbehalten zu entscheiden. Die Verbindung des Kolind-Sundes mit dem Meere wird durch die Grenaa hergestellt, welche östlich der gleichnamigen Stadt mündet.

Während auf der Nordwestseite fast in der ganzen Längserstreckung des Sundes dessen Ufer von einem ziemlich steil abfallenden Plateaulande begrenzt werden, begleitet im Nordosten, Süden und Südwesten ein stark zerteiltes Hügelland das Becken. Die dieses Hügelland zusammensetzenden Einzelerhebungen zeigen sehr verschiedene Höhen und dementsprechend auch sehr wechselnde Böschungsgrade. Ziemlich verschieden ist auch die Form ihrer horizontalen Umgrenzungen. Was sie auszeichnet, ist jedoch der Umstand, daß ihre Längsachsen beinahe immer dieselbe ostnordost—westsüdwestliche Richtung zeigen, dieselbe, welche auch die Hauptachse des Kolind-Sundes einnimmt. Das beigefügte Kärtchen, auf welchem die wichtigsten dieser Hügelrücken möglichst in ihrer natürlichen Umrißform und Anordnung als schwarze Kleckse eingetragen sind, möge das Gesagte illustrieren. Zugleich sind dort auch einige zwischen den Hügeln auftretende, meist versumpfte, kleinere Senken (mit wagerechter Schraffur) eingezeichnet, welche als Negativformen sich ausgezeichnet dem System der Rücken einordnen.

Verlängert man die Hauptachse des Kolind-Sundes landeinwärts, so trifft sie (westlich von Silkeborg) senkrecht auf

den jütischen Hauptendmoränenzug, welcher nördlich von Sebstrup in nordnordwestlicher Richtung verläuft. Es verlaufen mithin die Hauptachse des Kolind-Sundes und daher auch die dieser parallelen Längsachsen der bezeichneten Hügelrücken in der Umgebung des Sundes im Sinne der Bewegung des ehemaligen Inlandeises. Es wird dadurch mehr als wahrscheinlich, daß die bezeichneten Hügel als **Drumlins** aufzufassen sind, d. h. als mehr oder weniger elliptisch geformte, mit ihren Längsachsen parallel der mutmaßlichen Bewegungsrichtung des ehemaligen Inlandeises der Gegend angeordnete, in Schwärmen auftretende Erhebungen.



Drumlinlandschaft in Djursland.
Maßstab ca. 1 : 255000.

Die folgenden Tabellen geben für eine Anzahl der Hügel neben der absoluten (größten) Höhe die größte Länge, die größte Breite und die größte (relative) Höhe sowie das Verhältnis der Breite zur Länge. Geordnet sind die Beispiele nach letzterem Verhältnis, von den relativ kürzesten zu den längsten fortschreitend. Die Höhenmaße sind wie die anderen Zahlen der dänischen Generalstabskarte von Jütland in 1 : 40 000 entnommen und aus dänischen Fuß in Meter (abgerundet auf $^1/_2$ m) umgerechnet (1 Fuß = 0,3138 m).

Die Hügel lassen sich in drei Gruppen scheiden: eine am südwestlichen Ende des Kolind-Sundes, eine zweite südlich und südöstlich des Hauptteiles des Sundes und die dritte nordöstlich des Sundes bei Grenaa.

Südwestliche Gruppe (bei Kolind).

	Größte Länge m	Größte Breite m	Verhältnis der Breite zur Länge (abgerundet)	Absolute Höhe m	Größte relative Höhe m
1. Hügel östlich von Tornhöj (Nr. 5)	800	500	1 : 1 $^{3}/_{5}$	30	25 $^{1}/_{2}$
2. Hügel südlich von Kjeldstrup	1000	600	1 : 1 $^{3}/_{5}$	28	24
3. Kleiner Hügel nordöstlich von Nr. 6	350	170	1 : 2	13	11 $^{1}/_{2}$
4. Tilshöj, östlich von Kolind	2200	800	1 : 2 $^{3}/_{4}$	21 $^{1}/_{2}$	20 $^{1}/_{2}$
5. Tornhöj, südlich von Kolind	1290	465	1 : 2 $^{1}/_{5}$	38	35
6. Havrbakke, zwischen Buktrup und Kolind	1400	400	1 : 3 $^{1}/_{2}$	20 $^{1}/_{2}$	19

Hierzu ließen sich noch einige andere Hügel hinzufügen. Innerhalb dieser kleinen Gruppe befindet sich kein Rücken, der nicht in die allgemeine Richtung paßt, der also kein Drum wäre. Hügel wie 5 und 6 sind ausgezeichnet und könnten in der schönsten Drumlinlandschaft liegen.

Zwischen dieser und der nächstfolgenden Gruppe schiebt sich ein weniger charakteristisches Hügelland ein.

Hauptgruppe (südlich vom Kolind-Sund, zwischen diesem und der Linie Hallendrup—Trudstrup—Aalsrode). Es sei hier eine möglichst alle Formen berücksichtigende Auswahl gegeben.

Auch innerhalb dieser Gruppe ist kaum ein anders gerichteter Hügel zu finden, abgesehen von den häufigen niedrigen Verbindungsrücken zwischen zwei Drums.

Nicht selten trifft man mehrere Kuppen kurz hintereinander an, so daß es schwer hält, zu entscheiden, ob hier mehrere selbständige Hügel oder ein mehrkuppiges Drumlin vorliegt. Im allgemeinen sind die Hügel ziemlich regelmäßig und sanft geböscht. Eine auffallende Ausnahme bilden zwei große Rücken: der von Tolstrup-Aalsö (Nr. 7) und ein südlich Aalsö gelegener, die zugleich mit 51 $^{1}/_{2}$ bezüglich 51 m absoluter Erhebung die höchsten und dabei ausgedehntesten sind. Sie tragen je verschiedene, mehr oder weniger vorragende Kuppen, deren gebogene Verbindungslinie sich mit der geraden Hauptachse schneidet.

Eine Anzahl weniger hervortretender, weil weniger stark isolierter Hügel wurde in das Kärtchen nicht aufgenommen, da die Formen zu willkürlich ausgefallen wären. Es stehen daher die Hügel in Wirklichkeit dichter, als es auf der Karte den Anschein hat.

Hauptgruppe (südlich vom Kolind-Sund).

	Größte Länge m	Größte Breite m	Verhältnis der Breite zur Länge (abgerundet)	Absolute Höhe m	Größte relative Höhe m
1. Südlichster von den drei Hügeln an der See, südlich von Fuglsang . . .	720	460	1 : 1½	21½	14½
2. Kumlhöj, östlich von Söby	800	450	1 : 1¾	37½	31½
3. Nördlichster Hügel nördlich von Ingvorstrup . .	600	320	1 : 1⅘	23	23
4. Mögelhöj, südlich von Ingvorstrup	400	210	1 : 2	23½	23½
5. Unregelmäßiger, sanfter Rücken südwestlich von Homaa	1700	800	1 : 2	37½	9
6. Hügel östlich von Ingvorstrup	1700	730	1 : 2⅓	23	23
7. Großer, unregelmäßiger Rücken von Tolstrup-Aalsö	3300	1300	1 : 2½	51½	39
8. Traedhöj, südwestlich von Saldrup	900	340	1 : 2⅗	41	37½
9. Hügel östlich von Saldrup	1300	400	1 : 3⅕	36	23
10. Hügel nordwestlich von Lyngby	1500	465	1 : 3⅕	22	6
11. Hügel westlich von Allelev	2660	800	1 : 3⅓	48½	48½
12. Hügel östlich und südöstlich von Allelev . .	2600	730	1 : 3⅗	26½	14½
13. Klodhöj, südwestlich von Revn	1400	260	1 : 5⅓	26½	25

Nordöstliche Gruppe (bei Grenaa). Auch hier gebe ich wieder eine möglichst alle Formen berücksichtigende Auswahl.

	Größte Länge m	Größte Breite m	Verhältnis der Breite zur Länge (abgerundet)	Absolute Höhe m	Größte relative Höhe m
1. Törhöj, nordwestlich von Dolmer	800	500	1 : 1⅗	39½	12½
2. Galgebakke, zwischen Grenaa und Enslev	700	400	1 : 1¾	14	12½
3. Rolshöj, östlich von Bredstrup	600	300	1 : 2	20½	8
4. Größerer Hügel nördlich von Grenaa	1200	600	1 : 2	22	19
5. Hügel nordöstl. von Dolmer	1200	450	1 : 2⅔	36½	28
6. Bavnhöj, zwischen Grenaa und Dolmer	1900	700	1 : 2¾	37	34
7. Flintbakke, östlich von Dolmer	300	60	1 : 5	15½	8½

Auch hier ist wieder innerhalb der Gruppe kaum ein Hügel, dessen Richtung nicht hineinpaßte; am Rande der Gruppe wird das Terrain unregelmäßig. Prächtige Drumlinhöhen sind die gleich nördlich bis nordwestlich von Grenaa; die übrigen sind zumeist erheblich flacher und treten daher weniger hervor, zumal auch zwischen den einzelnen Rücken vielfach relativ hohe Brücken erhalten sind, oder auch der basale Teil der Hügel unregelmäßig verbreitert erscheint.

Wie aus den Tabellen hervorgeht, halten sich die Drumlinhügel durchaus innerhalb der von Davis angegebenen Maße: Länge zwischen 200 und 3200 m und mehr; Verhältnis beider Achsen 1 : 1—1 : 6; Höhe zwischen 6 und 90 m.

Das ganze Drumlingebiet am Kolind-Sund umfaßt etwa ein Areal von 125 Quadratkilometern. Die Gesamtzahl der Hügel mag ungefähr 75 betragen. Ihre Längsachsen streichen in guter Übereinstimmung zumeist von Ostnordost nach Westsüdwest, wenige Hügel nehmen eine mehr nordost—südwestliche, und die südlich Fuglsang nahe dem Meere gelegenen Hügel eine nahezu ostwestliche Richtung ein.

Das Drumlingebiet am Kolind-Sund ist durch zahlreiche Kiesgruben aufgeschlossen, von denen ich einige in Augenschein nehmen konnte (bei Grenaa, bei Aalsö und zwischen Kolind und Hallendrup). Die Aufschlüsse zeigen horizontal bis schräg geschichtete Sande und Schotter. Letztere bilden oft dichte, blockpackungartige Bänke und bestehen zum überwiegenden Teile aus Kalk und Flint. Daneben kommen krystalline Gesteine, Quarz und anderes vor. Die Steine sind meist sehr gut gerollt (Kalk, krystalline Gesteine) oder, wie der Flint, wenigstens oft deutlich gerundet. Das Ganze kann als schotterartige Lokalmoräne bezeichnet werden: Bekanntlich treten an der Ostküste von Djursland die Kalke des Danien an die Oberfläche[1]). In der großen Grube an der Windmühle nordwestlich von Grenaa läßt sich beobachten, daß die schräge Schichtung nicht im Sinne der Hügelböschung verläuft.

Wie schon hervorgehoben, ist bemerkenswert die Übereinstimmung der Richtung der meisten Hügel mit derjenigen der Hauptachse des Kolind-Sundes. Es liegt hier wieder eine innige Beziehung zwischen einer der vermutlich subglazial entstandenen Rinnen und den Formen einer Drumlinlandschaft vor, wie ich einen ähnlichen Fall erst kürzlich aus der Provinz

---

[1]) Vgl. u. a. N. V. Ussing: Dänemark. Handbuch der Regionalen Geologie, Bd. I, Abteilung 2. Heidelberg 1910.

Posen beschrieben habe[1]). Auch die früher von mir auf der dänischen Insel Seeland aufgefundene Drumlinlandschaft[2]) zeigt eine auffallende Verknüpfung von Rinnensenken und Drumlinhügeln. Solche Tatsachen scheinen mir mit Bestimmtheit auf eine gleichzeitige und einheitliche Entstehung beider Formen hinzuweisen, d. h. dafür zu sprechen, daß die Drumlins keine Aufschüttungs-, sondern Skulpturformen sind.

Was das letztgenannte Drumlingebiet auf Seeland angeht, so mag es auffallen, daß die Hügelwellen (und Seen) dort in ganz anderer Richtung streichen als hier in Djursland, nämlich südost—nordwestlich. Diese auffallende Inkonformität wird erklärt durch den neuerlich von HARDER[3]) ausführlich beschriebenen ostjütischen Endmoränenzug, welcher vom südöstlichsten Teile der Grenaa-Halbinsel in mehreren Bögen bis zum Veile-Fjord zieht und eine erhebliche Veränderung der Konfiguration des Eisrandes nach dem Rückzuge von der Hauptendmoränenlinie Jütlands (äußerer baltischer Endmoränenzug) anzeigt.

Wenngleich die Hügellandschaft am Kolind-Sunde auf Djursland nicht gerade zu den typischsten Drumlingebieten gehört, so enthält sie doch eine ganze Reihe schöner Rücken von schild- bis gewölbtschildförmigem, fast ideal ungebrochenem Profil. Die langen, glatten, linsenförmigen Hügel sind so außerordentlich sanft in den Formen, daß sie keine Ähnlichkeit etwa mit den Erhebungen der typischen Moränenlandschaft bieten. Dazu stellt der ganze Komplex eine ziemlich geschlossene Landschaft dar, die sich scharf von dem umliegenden Plateaugelände mit aufgesetzten unregelmäßigen Hügeln unterscheidet. Ferner endlich die Parallelität der Rücken mit dem Kolind-Sunde und der abgeleiteten Stromrichtung des Inlandeises läßt die Formen unmöglich anders denn als Drumlinlandschaft beurteilen.

---

[1]) EMIL WERTH: Eine Drumlinlandschaft und Rinnenseen südöstlich von Posen. Diese Zeitschr. **61**, 1909, Monatsber., Nr. 6.

[2]) EMIL WERTH: Studien zur glazialen Bodengestaltung in den skandinavischen Ländern. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde Berlin 1907.

[3]) PAUL HARDER: En östjydsk Israndslinje og den Indflydelse paa Vandlöbene. Danmarks geologiske Undersögelse, 2. Reihe, Nr. 19, 1908. Kopenhagen 1908.

Neueingänge der Bibliothek.

ADAM, J. W. H.: Die Grundlage der Petrographie, mit einem Anhang über Erzlagerstättenlehre. Im Selbstverlage des Verfassers. Freiberg i. Sa. 1909.

BÄRTLING, R.: Die Stratigraphie des Untersenons im Becken von Münster in der Übergangszone aus mergeliger zu sandiger Facies. S.-A. aus: Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges. **61**, 8/10, 1909. Berlin 1909.

BROUWER, H. A.: Sur certaines lujaurites du Pilandsberg (Transvaal). Comptes rendus des Séances de L'Académie des Sciences. Paris 1909.

— Sur une syénite néphélinique à sodalite du Transwaal. Comptes rendus des Séances de L'Académie des Sciences. Paris 1909.

— On micaleusite basalt from Eastern Borneo. S.-A. aus: Proceedings Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam 1909.

JOHNSON, J. P.: Geological and Archaeological Notes on Orangia. London 1910.

KOERT: Ein Bauxitvorkommen im südlichen Togo. S.-A. aus: Deutsches Kolonialblatt, Nr. 9, 1909. Berlin 1909.

MATHESIUS, W.: Die Entwicklung der Eisenindustrie in Deutschland. Rede zur Kaiser-Geburtstagsfeier an der Kgl. Techn. Hochschule zu Berlin 1910. Düsseldorf 1910.

POGUE, J. E.: On Olivine-Diabase from Davidson County, North Carolina. S.-A. aus: Proceedings U. St. Nat. Mus. **37**, 1910. Washington 1910.

SCHELLWIEN, E.: Monographie der Fusulinen. S.-A. aus: Palaeontographica **55**, 1908. Stuttgart 1908.

v. STAFF, H.: Die Anatomie und Physiologie der Fusulinen. Habilitationsschrift der philosophischen Fakultät der Universität Berlin am 26. Juni 1909. Stuttgart 1909.

— Über Schalenverschmelzungen und Dimorphismus bei Fusulinen. S.-A. aus: Sitz.-Ber. d. Gesellsch. Naturf. Freunde 1908, Nr. 9. Berlin 1908.

— Über die Notwendigkeit einer Revision des Genus *Neolobites* FISCHER. S.-A. aus: Sitz.-Ber. d. Gesellsch. Naturf. Freunde 1908, Nr. 9. Berlin 1908.

— Zur Stratigraphie und Tektonik der ungarischen Mittelgebirge. I. Gerecse-Gebirge. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1905, Nr. 13. Stuttgart 1905.

— Zur Entwicklung der Fusuliniden. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1908, Nr. 22. Stuttgart 1908.

— Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden. S.-A. aus: N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XXVII. Stuttgart 1909.

— Zur Siphonalasymmetrie der Juraammoniten. S.-A. aus: Földtani Közlöny **39**.

— Wind und Schnee. S.-A. aus: Zeitschr. d. Deutschen u. Österreichischen Alpenvereins **37**, 1906. Innsbruck 1906.

— Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Gerecse-Gebirges. S.-A. aus: Mitteil. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ungarischen Geol. Anstalt. Budapest 1906.

STAPPENBECK, R.: Übersicht über die nutzbaren Lagerstätten Argentiniens und der Magelhaensländer. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie XVIII, H. 2. Berlin 1910.

WASHINGTON, H. S., and F. E. WRIGHT: A Feldspar from Linosa and the Existence of Soda Anorthite (Carnegieite). S.-A. aus: American Journal of Science, XXIX, 1910. Washington 1910.



Fig. 1—2. *Nummulites intermedius* D'ARCH.
Fig. 3—5. *Lepidocyclina formosa* SCHLUMBERGER.



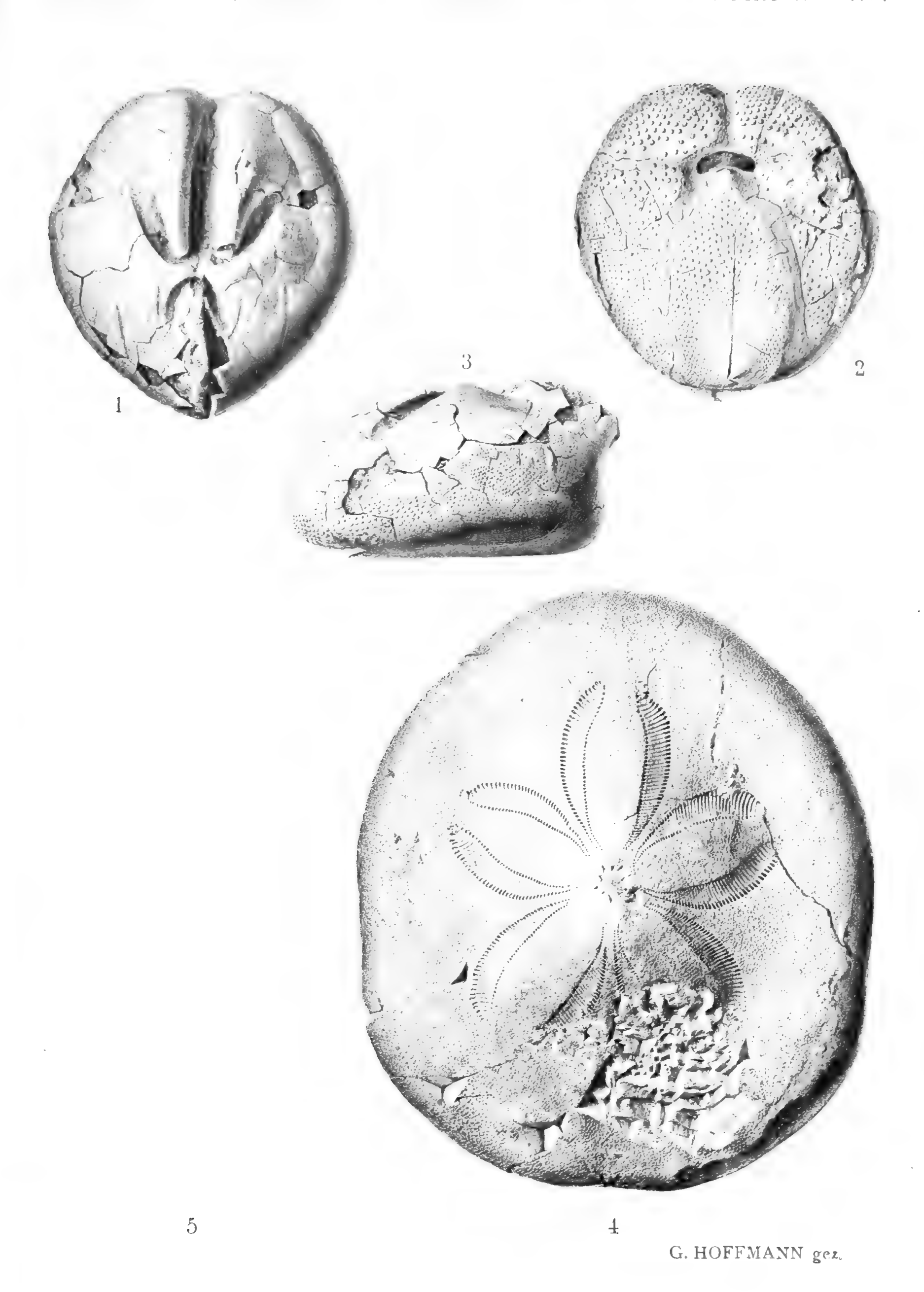
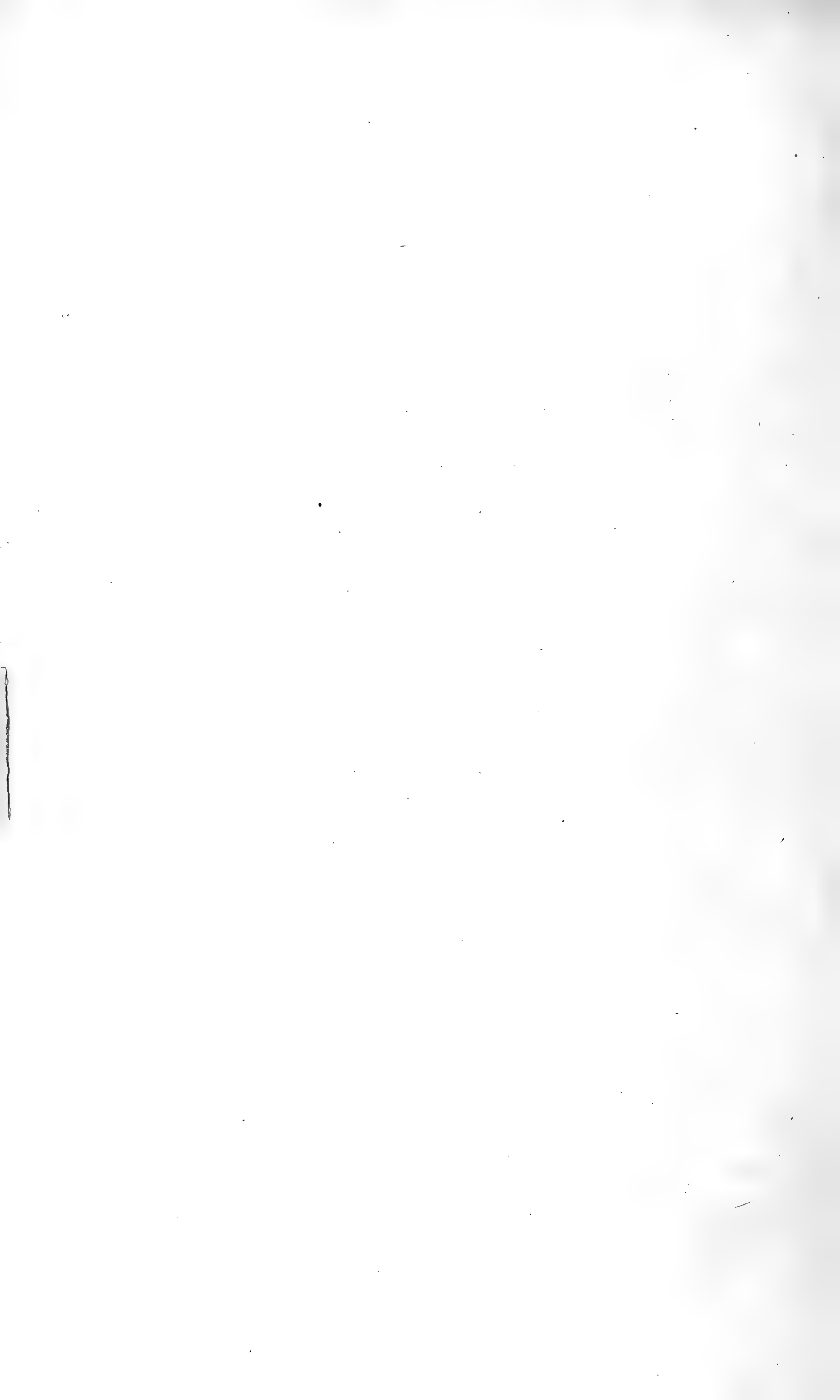


Fig. 1—3. *Schizaster Uhligi* nov. spec.
Fig 4—5. *Plesianthus Böhmi* nov. spec.



S

Monatsberichte

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Nr. 5/6. 1910.

Protokoll der Sitzung vom 4. Mai 1910.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer das Wort zur Verlesung des Protokolles der letzten Sitzung; das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

Nach der Vorlegung der eingegangenen Schriften durch den Vorsitzenden nimmt Herr WUNSTORF das Wort.

Herr **WUNSTORF** sprach **zur Tektonik des nördlichen Rheinlands.**

Die Tiefbohraufschlüsse der letzten Jahrzehnte und die geologische Spezialaufnahme haben uns gezeigt, daß das Rhein-Maas-Gebiet, das uns als ein ausgedehntes Tiefland entgegentritt und morphologisch in scharfem Gegensatz steht zu den einschließenden Gebirgsländern, in tektonischer Hinsicht kein einheitliches Gebiet darstellt, sondern durch beträchtliche Verwerfungen in eine Reihe von Horsten und Gräben zerlegt wird, die nicht nur in dem Aufbau des tieferen Untergrundes hervortreten, sondern auch zum Teil in der heutigen Oberflächengestaltung zu erkennen sind. Unter den Verwerfungen treten solche mit südost-nordwestlichem Streichen besonders hervor; es sind dieses die großen Querbrüche, zu denen der Feldbiß und die Sandgewand des Aachener Steinkohlengebietes gehören. Zu ihnen treten noch Ost-West-Brüche, denen eine hervorragende Rolle besonders in dem mittleren Teil der niederrheinischen Bucht, in dem Gebiet von Erkelenz und Grevenbroich, zufällt.

Auf das Vorherrschen der Verwerfungslinien des einen oder des anderen Systems gründet sich die tektonische Gliederung des Niederrheingebiets. Wir können in ihm ein nörd-

liches und ein südliches Gebiet unterscheiden, die aus südost-nordwestlich streichenden Gräben und Horsten zusammengesetzt werden, und ein mittleres, in dem ost-westlich verlaufende Bruchlinien überwiegen.

Zu dem Gebiet des nördlichen Niederrheins gehören der Horst von Brüggen, der den größten Teil des Steinkohlengebiets von Erkelenz-Brüggen umfaßt, der Horst von Viersen, der in dem Oberflächenbild scharf hervortritt und als schmaler Rücken in südost-nordwestlicher bis süd-nördlicher Richtung von Viersen bis über Herongen hinaus verläuft, und schließlich derjenige von Geldern-Crefeld, der wieder durch zahlreiche Steinkohlenbohrungen bekannt geworden ist. Von den Gräben ist der Rurtalgraben durch Tiefbohrungen bis zu beträchtlichen Teufen aufgeschlossen; er ist ein Senkungsgebiet, in dem jüngeres Tertiär in bedeutender Mächtigkeit zur Ablagerung gekommen ist. Der Graben von Venlo trennt die Horste von Brüggen und Viersen, und wahrscheinlich entspricht auch das Tal der Niers östlich des letzteren einer Grabeneinsenkung. An den Horst von Geldern-Crefeld schließt sich der nördliche Rheintalgraben, in dem das flözführende Carbon nach Süden bis Hohenbudberg vorspringt und außerdem die Zechsteinformation mit mächtigen Salzen sowie die Triasformation auftritt.

Die Horste von Brüggen und Viersen setzen sich über die Maas-Linie hinaus fort. An den ersteren schließt sich der Peel-Horst, auf dem der holländische Staat ein Steinkohlengebiet erschlossen hat, und dem letzteren entspricht ein neuer Horst, der in jüngster Zeit im nördlichen Teil der holländischen Provinz Limburg nachgewiesen ist.

Das nördliche Niederrheingebiet wird, bis auf seinen westlichsten Teil, nach Süden abgeschlossen durch die ost-westlich streichenden Schollen der Gegend von Erkelenz-Grevenbroich. Eine nördlich von Erkelenz und eine zweite etwa über Broich-Bedburg verlaufende Linie schließen diesen mittleren Teil des Niederrheingebiets ein. Nach Westen wird er begrenzt durch den Rurtalgraben, der anscheinend ununterbrochen aus dem nördlichen in den südlichen Teil des Niederrheingebiets übertritt, und im Osten scheint er an dem eigentlichen Rheintal abzusetzen. Der Aufbau der Gegend von Erkelenz-Grevenbroich ist in den letzten Jahren durch zahlreiche Braunkohlenbohrungen geklärt worden.

Nach Süden folgt wieder ein Gebiet, das in seiner Struktur große Übereinstimmung mit dem nördlichen Niederrheingebiet zeigt. Es umschließt den Horst des Vorgebirges, dessen tektonische Bedeutung durch Fliegel erkannt wurde,

den Erfttal- und Rurtalgraben, sowie die Aachener Schollen, deren westlichste Horstcharakter besitzen. Das Erfttal wird von dem Rurtal durch ein Gebiet getrennt, dessen Aufbau wenig bekannt ist, und das nach den Verhältnissen der Oberfläche eine nach Osten geneigte und nur wenig zerstückelte Scholle zu sein scheint.

Aus der Anordnung und der Ausbildung der tektonischen Glieder des südlichen und des nördlichen Niederrheingebiets ergibt sich die Folgerung, daß die O—W-Verwerfungen jünger sind als diejenigen des SO—NW-Systems, und daß die Ausbildung der Schollen von Erkelenz-Grevenbroich die Unterbrechung einer vorhandenen Gliederung nach dem SO—NW-System bedeutet.

Diese Annahme findet ihre Bestätigung in der geologischen Geschichte des Niederrheingebietes. Das Steinkohlengebirge im Liegenden der Zechsteinformation zeigt bereits eine Gliederung, die nur durch den Einfluß von SO—NW streichenden Verwerfungen zu erklären ist, während eine Einwirkung der O—W-Linien erst in der Ablagerung der Braunkohlenformation hervortritt. Den Linien des ersten Systems kommt somit ein sehr hohes, mindestens jungcarbonisches Alter zu, während diejenigen des zweiten wahrscheinlich nicht älter als tertiär sind.

Wenn wir im Anschluß an diese Ausführungen die tektonische Geschichte des Niederrheingebietes überhaupt betrachten, wie sie sich aus den Profilen der Tiefbohrungen ergibt, so fällt vor allem ins Auge, daß dasselbe außer von der bereits angedeuteten Zechsteintransgression noch von mehreren Transgressionen von einschneidender Bedeutung als Folge vorangehender, lebhafter Schollenbewegungen betroffen wurde. Es sind zu nennen die Transgressionen des mittleren Buntsandsteins, der oberen Kreide und des mittleren Oligocäns. Inwieweit die für die östlichen Nachbargebiete so wichtigen, jungjurassischen Bodenbewegungen unser Gebiet betroffen haben, läßt sich nicht beurteilen, da dessen Schichtenfolge, soweit sie bis jetzt bekannt ist, eine Schichtenlücke enthält, welche den Jura bis auf seine untersten Partien und die untere Kreide umfaßt.

Nach der mitteloligocänen Transgression treten Bodenbewegungen von besonderer Intensität noch einmal zur jüngeren Miocänzeit auf, in der sich das Einsenkungsgebiet der niederrheinischen Bucht in seiner heutigen Gestaltung im wesentlichen herausbildete.

Mit den auf die genannten Bewegungsperioden entfallenden Schollenverschiebungen ist aber die Reihe der Krustenbewegungen,

die wir für unser Gebiet nachweisen können, nicht erschöpft. Es könnte noch eine ganze Anzahl genannt werden von geringerer Bedeutung. Man kann sogar sagen, daß unser Gebiet, soweit wir seine Geschichte kennen, wohl nie völlig zur Ruhe gekommen ist. Es liegt deshalb nichts besonders Auffallendes in der Tatsache, daß auch zur Diluvialzeit noch Schollenverschiebungen stattfanden, und daß selbst die Jetztzeit nicht frei davon ist, wie sich aus der Häufigkeit der Erdbeben in dem Gebiet von Aachen und Herzogenrath, deren Zusammenhang mit den großen Querverwerfungen nachgewiesen ist, ergibt.

Sodann spricht Herr P. G. KRAUSE über unzweifelhaft vom Menschen bearbeitete Quarzitscherben mit Eolithen-Charakter vom Löß bei Allrath.

Zur Diskussion spricht Herr BLANCKENHORN.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BLANCKENHORN. RAUFF. STREMME.

Protokoll der Sitzung vom 1. Juni 1910.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer das Wort zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung; das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

Der Vorsitzende legt die eingegangenen Druckschriften vor und erteilt Herrn KEILHACK das Wort zu seinem Vortrage über Bohrmuschellöcher.

Sodann spricht Herr BLANCKENHORN über Bohrmuschellöcher im Pliocän Ägyptens.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren KEILHACK, BIEREYE, BLANCKENHORN und der Vorsitzende.

Herr A. FLEISCHER spricht über das Thema **Beiträge zur Frage der Ausdehnung des Magmas beim langsamen Erstarren.**

Seit längerer Zeit haben verschiedene Beobachtungen hervorragender Geologen wie NAUMANN, RICHTHOFEN, BRANCA, FRAAS sich zu der Annahme genötigt gesehen, daß das flüssige Erdinnere — das Magma — beim langsamen Erstarren sich ausdehnen müsse.

Es haben sich BISCHOF, BARUS, DÖLTER damit befaßt, diese Annahme experimentell dadurch zu prüfen, daß sie teils Basalt, teils Diabas geschmolzen haben und natürlich, als Folge der darin enthaltenen Gase, nur eine großenteils blasige und glasige Masse erzielten. Auf diesem Wege konnte natürlich nichts bewiesen werden. Es war ein solcher Beweis nur dadurch zu erzielen, daß das betreffende Gestein zunächst von den darin enthaltenenen Gasen durch 5maliges wiederholtes Schmelzen vollständig befreit wurde. Es wurde zu diesem Zweck das Gestein nach jeder Schmelze in Stücke von ca. 12 ccm zerschlagen.

Es konnte dann nach dem Erkalten festgestellt werden, daß ein $^1/_2$ cm unter der Oberfläche der erstarrten Masse entnommenes Stück Basalt ein spezifisches Gewicht von 3,054 zeigte, während ein 11 cm tiefer entnommenes Sfück — also langsamer erstarrt — ein spezifisches Gewicht von 2,972 zeigte, und somit eine Differenz von rund 2,7 Proz. nachgewiesen war.

Ich habe dieses Resultat in dieser Zeitschr., Bd. 59, Jahrg. 1907, Monatsber. 4, veröffentlicht und dabei ausdrücklich betont:

> „daß die Ausdehnung der Schmelze beim Erstarren den „unteren von der Schmelze bedeckten Teil des Tiegels „vollständig zersprengt hatte, während der darüber be-„findliche Teil als vollständiger Ring abgesprengt war.“

DÖLTER hat diese meine Arbeit unter Angabe meines Namens mit SCHREIBER anstatt FLEISCHER in dieser Zeitschr., Bd. 59, Jahrg. 1907, Monatsber. 8/9, S. *217*, kritisiert und an derselben alles getadelt und für wertlos erklärt, dagegen am Schluß durchaus richtig bemerkt:

> „Wenn die Ansicht von der Ausdehnung der „Silikatschmelzen beim Erstarren richtig wäre, so war „zu erwarten, daß der Tiegel gesprengt würde.“

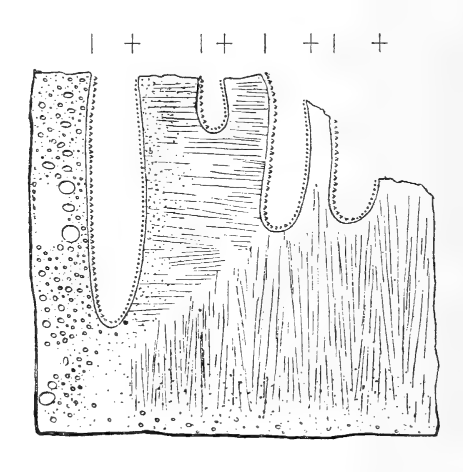
Da dies, wie oben mitgeteilt, geschehen, hat DÖLTER — allerdings gegen seine Absicht — anerkannt, daß eine Aus-

dehnung der Schmelze beim Erstarren tatsächlich erfolgt ist.

Es wäre damit diese Angelegenheit vollständig erledigt gewesen, wenn nicht v. WOLFF sich veranlaßt gefühlt hätte, aus dieser Zeitschr., Bd. **59**, 1907, Monatsber. 8/9, S. *217*, zu behaupten, daß DÖLTER nachgewiesen habe,

„es sei eine Ausdehnung des Magmas beim lang-
„samen Erstarren nicht erfolgt“.

Ich kann auch nicht unerörtert lassen, daß v. WOLFF behauptet, es könnten Basalt und Diabas fast frei von Wasserdampf und Gasen sein. Ich kann diesem Forscher nur empfehlen, versuchsweise die erwähnten Silikate zu schmelzen, und zwar in größeren Tiegeln — nicht wie BARUS in einem Tonrohr — und er wird sich sehr bald überzeugen, daß beim Schmelzpunkt eine sehr beträchtliche Blasenbildung an die Oberfläche tritt, so daß diese wie eine Bienenwabe aussieht.



Schnitt durch eine bei der Nickelverhüttung fallende Schlacke.

Zur Rechtfertigung seiner Behauptung, daß Silikate im Moment der Krystallisation eine Kontraktion erleiden, bezieht sich v. WOLFF auf STÜBEL, welcher 1901 sich zu einer derartigen Ansicht bekannt haben soll.

Bei größter Hochachtung vor STÜBELs Leistungen als Vulkanforscher muß ich doch konstatieren, daß die Beweise, welche STÜBEL früher für die Ausdehnung des Magmas beim Erstarren angegeben hat, keineswegs beweiskräftig sind. Ob

die neue Beweisführung für das Gegenteil seiner früheren Behauptungen besser begründet ist, konnte ich nicht erfahren.

Dagegen führte mir der Zufall vor einiger Zeit eine bei der Nickelverhüttung fallende Schlacke zu, welche die Ausdehnung magmatischer Stoffe beim Erstarren zweifellos beweist. In nebenstehender Skizze dieses Schlackenstücks sind die mit — bezeichneten Flächen mit kleinen Krystallen bedeckt, die darüber befindlichen mit + bezeichneten dagegen ganz glatt — wie poliert — und sehen so aus, als ob durch die Ausdehnung der noch weichen Zwischenwandungen beim Erstarren auf die Flächen + ein Gasdruck entstanden wäre, welcher die bereits gebildeten, noch weichen Krystalle auf den Flächen + umgelegt und plattgedrückt hat.

Schließlich bemerke ich, daß ich mit großer Mühe und erheblichen Kosten die Ausdehnung beim Erstarren auch für Trachyt, Syenit, Hornblende und Orthoklas durch 4- bis 6maliges Schmelzen zu beweisen versuchte. Ich habe indes nicht wie beim Basalt ein steiniges — sondern nur ein glasiges Silikat erzielt, und zwar wahrscheinlich deshalb, weil ich nicht in der Lage war, das Schmelzen ununterbrochen mehrere Tage und Nächte fortzusetzen.

Die spezifischen Gewichte ergaben bei

Hornblende
- geschmolzen 3,062
- ungeschmolzen 3,205
- Ausdehnung . . . . 4,46 Proz.

Syenit
- geschmolzen 2,817
- ungeschmolzen 2,985
- Ausdehnung . . . . 5,6 Proz.

Trachyt
- geschmolzen 2,395
- ungeschmolzen 2,569
- Ausdehnung . . . . 6,8 Proz.

Orthoklas
- geschmolzen 2,332
- ungeschmolzen 2,56
- Ausdehnung . . . . 8,9 Proz.

Mit Ausnahme des Orthoklas erschienen sämtliche 3 Silikate im auffallenden Licht pechschwarz.

Zum Schluß möchte ich noch bemerken, daß die amorph erstarrenden Laven vielleicht in gleicher Weise wie die steinig erstarrenden vulkanische Ausbrüche veranlassen können.

Zur Diskussion nehmen das Wort Herr BIEREYE, der Vortragende, Herr SCHEIBE, der Vorsitzende und Herr BELOWSKY.

Zum Schluß legt Herr BLANCKENHORN einige Typen des Flénusien und Robenhausien vor.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren RAUFF, STREMME und der Vortragende.

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BELOWSKY. RAUFF. STREMME.

Briefliche Mitteilungen.

32. Über Graphitgneise aus dem Hinterlande von Lindi in Deutsch-Ostafrika.

Von Herrn O. STUTZER.

Freiberg i. Sa., den 21. April 1910.

Graphitgneise sind in Deutsch-Ostafrika schon seit langem an verschiedenen Stellen festgestellt. So im Ulugurugebirge, wo Graphit in einer langen, N—S streichenden Zone als Gemengteil im Gneis vorkommt, zurzeit aber nicht abbauwürdig ist; ferner am Kissitwi-Berge bei Mamboya unweit Kilossa, im Mahenge-Bezirk, in Handei (Ngambo) und seit kurzem auch im Hinterland von Lindi, ganz im Süden der Kolonie.

Von allen diesen Graphitvorkommen weiß man geologisch sehr wenig. Es ist eigentlich nur bekannt, daß sie im Gneis auftreten. Sonstige Einzelheiten sind in der Literatur[1]) nicht angeführt. Es dürfte daher vielleicht angebracht sein, kurz den mikroskopischen Befund mitzuteilen, den eine Untersuchung derartiger Graphitgneise ergab.

Die uns zu diesen Untersuchungen vorliegenden Stücke stammen aus dem zuletzt genannten Gebiete, aus dem Hinterlande von Lindi (Konzession VOHSEN). Sie sind von Herrn Bergingenieur TARTAKOWSKY während seines dortigen Aufenthaltes (bis 1909) an Ort und Stelle gesammelt. Nach seiner Rückkehr hat sie dann Herr TARTAKOWSKY nebst vielen anderen Gesteinen dem Geologischen Institute der hiesigen Kgl. Bergakademie in dankenswerter Weise überwiesen.

---

[1]) E. STROMER: Die Geologie der deutschen Schutzgebiete in Afrika. S. 73. München 1896. — BORNHARDT: Diese Zeitschr. 1898, S. 62; Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903, S. 197. — TORNAU: Diese Monatsber. 1907, S. 70. — SCHMEISSER: Die nutzbaren Bodenschätze und die Entwicklung des Bergbaues in den deutschen Schutzgebieten. S. 23 u. 25. Breslau 1908.

Die einen dieser Stücke stammen vom Flusse Mwiti. Sie charakterisieren sich durch ihr Aussehen als typische Graphitgneise. Nach Angabe des Sammlers sind sie Gneisen und Hornblendeschiefern zwischengeschaltet. Makroskopisch gleichen sie einem mittelkörnigen, typischen Normalgneise, dessen Glimmer durch Graphit ersetzt ist. Von Mineralgemengteilen sind mit bloßem Auge zu erkennen: Quarz, Feldspat (meist zersetzt) und Graphit; mit der Lupe außerdem noch Epidot. — Eine kleine linsenförmige, aplitische Einlagerung in einem der Handstücke ist graphitfrei.

Der Graphit dieses Gneises hat einen schönen, dunkelstahlgrauen Glanz. Mit konzentrierter Salpetersäure erwärmt und auf Platinblech geglüht, gab er keine Aufblähungserscheinungen. Er gehört demnach im Sinne LUZIs zum Graphitit. Auffallend sind auf den verhältnismäßig großschuppigen Graphittafeln die überaus zahlreichen triangulären Streifen, die von SJÖGREN[1]) an Graphiten anderer Fundpunkte als Zwillingsbildung erklärt wurden. Die kleinen, scharfkantigen Rücken, welche diese Streifung erzeugen, heben sich reliefartig unter der Lupe hervor.

Die mikroskopische Untersuchung dieses Graphitgneises zeigte folgendes: Von Mineralien erkennt man, geordnet nach der Menge ihres Auftretens: Quarz, Feldspat, Graphit, Glimmer, Epidot, Rutil. Der Feldspat ist zum größten Teile Orthoklas, aber auch zwillinggestreifter Plagioklas, mit stärkerer Lichtbrechung als Kanadabalsam. Vom Rande und von Rissen aus ist der Feldspat etwas kaolinisiert. Glimmer (Biotit) ist verhältnismäßig recht wenig vorhanden. Er ist meist in eine erdige, milchig aussehende Masse zersetzt und mit Graphit öfters parallel verwachsen. Epidot liegt in unregelmäßig begrenzten, zeisiggelben Körnern im Schliffe zerstreut umher. Rutil ist spärlich.

Der Graphit ist in langen Leisten (Durchschnitten von Tafeln) im Quarz und im Feldspat eingeschlossen, ebenso wie sonst in normalen Gneisen der Glimmer. Die Ränder des Graphites sind im Dünnschliff in der für Graphit charakteristischen Weise verschmiert.

Von den Negern wird der Graphit dieses Vorkommens im kleinen durch Wasser aufbereitet und in der Form von Kugeln in den Negerhandel gebracht. Ein derartiges mir vorliegendes Stück läßt mit der Lupe ein körniges Gemisch von

---

[1]) Öfv. Ak. Förh. 1884, 4, 29. Nach HINTZE: Handbuch der Mineralogie.

Graphit, Quarz, Feldspat und Rutil erkennen. Diese sehr schlecht aufbereiteten Graphite werden von den Negern zum Schwärzen von Gegenständen benutzt. —

Die anderen mir vorliegenden Stücke stammen vom linken Ufer des Flusses Miessi, nicht allzu weit entfernt von dem eben besprochenen Vorkommen am Flusse Mwiti. Der Graphitgneis soll nach Angabe von TARTAKOWSKY hier 12 m mächtig sein. Er wird nach Angaben desselben Herrn von Gneisen und groben Pegmatiten begrenzt.

Makroskopisch ähnelt dieser Graphitgneis im Handstück vollkommen dem eben beschriebenen Gneise vom Flusse Mwiti, nur scheint er mehr Feldspat zu besitzen; auch sieht man an einzelnen Stellen Anhäufungen von einem makroskopisch nicht näher zu bestimmenden rotbraunen Mineral. Der Graphit erscheint wieder in kleinen, stahlgrauen Tafeln, aber nicht mehr ganz so grobblätterig wie in dem Stück vom Flusse Mwiti.

Unter dem Mikroskop erblickt man einen feinen Wechsel trüber, erdiger Partien (anscheinend erdigen Kaolin) und ganz frischer Quarz-Feldspataggregate. Diese einzelnen Lagen wechseln in dünnen Schichten miteinander ab. Die ganze Struktur erweckt den Anschein, als seien die frischen Quarz-Feldspataggregate erst später zwischen die anderen Lagen injiziert worden.

Der Menge nach verteilen sich die einzelnen Mineralien im Schliffe etwa in folgender Weise: 1. kaolinartige, erdige Substanzen, 2. Quarz und ganz frischer Feldspat zu ungefähr gleichen Teilen, 3. Graphit, 4. Epidot, 5. Turmalin, 6. Rutil. — Der Graphit dieser Gemengteile ist in langen, randlich etwas verschmierten Leisten (Querschnitten von Tafeln) im Schliff entwickelt. Durch eine parallele Anordnung dieser Leisten kommt vor allem die Schieferung des Gesteines zum Ausdruck. Der Graphit findet sich größtenteils in den kaolinartig erdigen Partien, teilweise aber auch eingeschlossen im frischen Feldspat, Quarz, Turmalin und anderen Gemengteilen. — Der Turmalin zeigt einen gelblichweißen—orangebraunen Pleochroismus. Er tritt in lappigen, größeren Individuen, bisweilen auch in schönen sechsseitigen Querschnitten auf. Er hat dieselbe Farbe und denselben Pleochroismus wie der früher von R. BECK[1]) beschriebene braune Turmalin in der Mittelgrube von Modum in Norwegen. Der in unseren Schliffen vorkommende Epidot (Pistazit) ist charakterisiert durch seine

[1]) Siehe R. BECK: Lehre von den Erzlagerstätten. III. Auflage, Bd. II, S. 117. Berlin 1909.

bekannte zeisiggelbe Farbe. Er bildet innerhalb der kaolinartigen Substanz netzähnliche Gebilde und kleine Trümer. Rutil ist wenig vorhanden. —

Ein anderes graphitführendes Gestein vom Flusse Miessi muß im Handstück als Graphitquarzit bezeichnet werden. Es soll nach Angabe des Überbringers weiter entfernt vom Kontakt mit den groben Pegmatiten anstehen. Makroskopisch erkennt man in dem Stücke Quarz und Graphit, dem in geringer Menge Feldspat beigemengt ist. Der Graphit zeigt wieder sehr schön die schon früher beschriebene trianguläre Streifung.

Der Dünnschliff zeigt in der Reihenfolge der Häufigkeit: 1. Quarz, bei weitem vorherrschend; 2. Graphit in langen Leisten; 3. Feldspat, meist kaolinisiert; 4. Glimmer, verschwindend wenig; 5. Apatit und Turmalin. — Der Graphit ist in langen Leisten in allen anderen Mineralien eingeschlossen.

Außerdem liegen uns noch in kleinen Brocken reinere Graphitstücke aus der Gegend von Massassi vor, die von Negern dort gesammelt sind. Näheres über diese ist nicht bekannt. —

Über die Genesis dieser Graphitlagerstätten läßt sich auf Grund der vorliegenden Untersuchung nur folgendes sagen: Der Kohlenstoffgehalt dieser Graphite muß bei Bildung der Gneise schon vorhanden gewesen sein; denn die Graphittafeln sind zum großen Teile in frischem Feldspat, in Quarz, Turmalin und anderen Mineralien eingebettet. Der Graphit ist also nicht nach diesen Mineralien, sondern spätestens und wahrscheinlich mit diesen Mineralien gleichzeitig entstanden. Es hängt demnach hier gerade so wie im bayerischen Walde die Entstehung des Graphites eng zusammen mit der Entstehung der sie einschließenden Gneise. An die Möglichkeit eines Absatzes postvulkanischer Gase (vorwiegend Kohlenoxydgase) innerhalb schon vorliegender Gneise (wie es WEINSCHENK für Passau annehmen will) kann hier ebensowenig wie bei den Vorkommen im bayerischen Walde gedacht werden[1]).

Die Gneise selbst dürften am besten als Injektionsgneise bezeichnet werden, d. h. als sedimentäre Gneise, in welche eruptives Material injiziert wurde. Es sprechen hierfür die abwechselnden dünnen Lagen zwischen kaolinisierten Partien und frischen Quarz-Feldspataggregaten im Graphitgneis vom Flusse Miessi, ferner die aplitische, graphitfreie Partie im

---

[1]) Siehe O. STUTZER: Über Graphitlagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1910, S. 10 ff.

Graphitgneis vom Flusse Mwiti und schließlich das Auftreten des Turmalins, der seinerseits als jüngere Bildung Graphit einschließt. Der Kohlenstoffgehalt des Graphites war vor der Krystallisation (bzw. Einwanderung) der Quarz-Feldspataggregate und des Turmalins auf Grund der heutigen Struktur des Gesteines jedenfalls schon vorhanden. Es liegt nahe, ihn bei Annahme der eben vorgetragenen Deutung des Gneises als einen Bestandteil des sedimentären Anteils dieses Gesteines zu betrachten. Seine ursprüngliche Herkunft ist durch diese Annahme natürlich immer noch nicht geklärt; jedoch liegt es hierbei näher, ihn als eine ursprünglich organische als anorganische Bildung anzusprechen.

---

33. Das Glazialdiluvium und die Plänerschotter des Leinetals.

(Eine Erwiderung an Herrn v. KOENEN.)

Von Herrn O. GRUPE.

Zurzeit Polle a. Weser, den 7. Mai 1910.

In einer Notiz „Über die Plänerschotter und das Diluvium des Leinetals“ (Diese Zeitschrift, Bd. **62**, 1910, Monatsber. Nr. 2) wendet sich Herr v. KOENEN gegen meine Auffassung über die zweimalige Vereisung des Leinetals in der Gegend von Elze und Alfeld, die ich in einem vor der Deutschen Geologischen Gesellschaft im Dezember vorigen Jahres gehaltenen Vortrage „Zur Frage der Terrassenbildungen im mittleren Flußgebiete der Weser und Leine und ihrer Altersbeziehungen zu den Eiszeiten“ (Monatsber. 1909, Nr. 12) näher erörtert habe. Herr v. KOENEN greift zu diesem Zwecke aus meinen diesbezüglichen Ausführungen einen einzigen, dem Leser dadurch nicht verständlich erscheinenden Satz heraus, nämlich den, „daß die die Leineterrasse bedeckende Grundmoräne (nicht die Terrasse selbst, wie Herr v. KOENEN irrtümlich schreibt[1]) ihre Existenz einer zweiten, jüngeren Vereisung verdankt, ist

---

[1]) Das an der fraglichen Stelle meines Aufsatzes gebrauchte Wort „sie“ bezieht sich doch auf das Subjekt des vorhergehenden Satzes „Grundmoräne“.

aus den Lagerungsverhältnissen im Leinetal vielleicht nicht ohne weiteres ersichtlich", und erklärt daraufhin meine Ansicht über die zweimalige Vereisung für vorläufig unbegründet, ohne auf meine weitere Beweisführung irgendwie einzugehen.

Dazu gestatte ich mir nochmals folgendes zu bemerken: Nach der v. KOENENschen bzw. MÜLLERschen Darstellung auf Blatt Alfeld ist die neben sonstigen Leinetalgeröllen hauptsächlich Plänerschotter, zuweilen auch umgelagertes nordisches Material führende und über die Alluvionen sich ca. 15 m hoch erhebende „jungdiluviale" Leineterrasse jünger als die an den höheren Hängen in bedeutender Mächtigkeit aufgeschütteten nordischen Sande und Kiese und wird ihrerseits wieder großenteils von einer Grundmoräne überdeckt[1]), die zurzeit besonders schön in der Kiesgrube der Leineterrasse an der Straße westlich Alfeld aufgeschlossen ist. Die Leineterrasse steht also zeitlich zwischen den nordischen Kiesen und der Grundmoräne, ist also mindestens interstadial, während ihre interglaziale Stellung aus den Lagerungsverhältnissen des Leinetals nicht direkt hervorgeht, wenngleich es allerdings schon von vornherein nicht sehr wahrscheinlich ist, daß die Aufschüttung der Flußterrasse und die ihr vorausgehende bedeutende Erosion der älteren nordischen Kiese sich während einer Oszillation des Inlandeises vollzogen haben; und dies hat der von Herrn v. KOENEN zitierte Satz mit zum Ausdruck bringen sollen. Ich habe aber gleich darauf weiter ausgeführt, daß dieselbe Terrasse im Haupttal der Weser, die dort ebenfalls am Rande des Alluviums in entsprechender Höhenlage und Mächtigkeit auftritt, mithin doch wohl in derselben Akkumulationsperiode entstanden ist, in ihrem unteren Teile bei Hameln eine artenreiche Säugetierfauna vom Rixdorfer Typus geliefert hat und bei Höxter das bekannte Torflager der Zeche „Nachtigall" einschließt, das bereits von KOKEN auf Grund seiner Fauna und Flora als interglazial erkannt worden ist. Daraus habe ich dann den weiteren Schluß gezogen, daß auch die Weser- und Leineterrasse in ihrem unteren Teile interglazial sind, während ihre oberen Schichten unter dem Einfluß des im Norden von neuem vordringenden Inlandeises eingewanderte arktische Schneckenarten (nach MENZELS Bestimmungen) führen und schließlich im Leinetal von Grundmoräne überkleidet werden, die den südlichsten Vorstoß dieser zweiten, jüngeren Vereisung bezeichnet. An einigen Stellen

---

[1]) Wohl durch ein Versehen steht in der Farbenerklärnng des Blattes Alfeld die Grundmoräne an erster Stelle unter den Diluvialbildungen.

schieben sich auch Bändertone und Feinsande als Stauprodukte zwischen Flußschotter und Grundmoräne, so z. B. in der erwähnten Kiesgrube westlich Alfeld.

Ich kann also danach nur annehmen, daß die glazialen Ablagerungen des mittleren Leinegebietes zwei selbständigen Vereisungen angehören, und zwar dürfte es sich, wie ich a. a. O. näher dargelegt habe, von den drei Vereisungen, die wir jetzt für Norddeutschland annehmen, wahrscheinlich um die erste und zweite handeln.

Nun noch einige Bemerkungen zu v. KOENENS „vor- oder frühglazialen Plänerschottern". Wie bereits erwähnt, wird die Leineterrasse in der Gegend von Elze und Alfeld vorzugsweise von Plänerschottern gebildet. Es ist naturgemäß, daß das Plänermaterial nach dem Plänergebirge zu, aus dem es stammt, immer mehr an Menge zunimmt und in den Nebentälern und Nebentälchen des Gebirges die Terrasse allein zusammensetzt, die zuletzt unter allmählichem Verlust ihrer Schichtungsstruktur in regelrechte Schuttströme ausläuft. Diese letzteren reinen „Plänerschotter" oder „Plänerschutt" v. KOENENS sind also m. E. nichts weiter als die Anfänge der Leineterrasse in den Nebentälern dieses Gebietes. Herr v. KOENEN trennt aber diese seine Plänerschotter nicht nur petrographisch, was ja berechtigt ist, sondern auch zeitlich und genetisch von der Leineterrasse und hält sie für älter. Er nimmt also zwei Aufschüttungen von Plänerschottern an: eine ältere (vor- oder frühglaziale), die nur beschränkt blieb auf die Nebentäler und die Randzone des Plänergebirges, und eine jüngere (jungdiluviale), die sich nur im Haupttal vollzog, trotzdem beide dasselbe Ursprungsgebiet haben, trotzdem beide die gleiche relative Höhenlage einnehmen und trotzdem beide in gleicher Weise, wenn auch infolge nachträglicher Zerstörung nicht überall, von Grundmoräne überdeckt werden.

Diese Auffassung ist mir nicht verständlich. Ich kann nicht einsehen, daß die beiderseits am Rande der Talaue als gleich hohe Terrasse entwickelten Schotter auf der linken Talseite — so westlich Gronau und Alfeld — jungdiluvial, auf der rechten Talseite — so östlich Gronau und bei Eimsen und Wettensen — präglazial oder frühglazial sein sollen. Für mich ist dies eine einheitliche Ablagerung, die durch die nachträgliche Flußerosion in zwei Teile getrennt worden ist. An den beiden letztgenannten Orten sind es nicht einmal mehr ausschließlich Plänerschotter, soweit sie sich am Rande des Leinetals hinziehen, sondern enthalten bereits beigemengt andere Leinetalgerölle, bezeichnen also bereits die beginnende Leine-

terrasse, die dann in ein und demselben Zuge in die angrenzenden Nebentälchen des Plänergebirges hineingeht und zu einer Terrasse reiner Plänerschotter wird. Natürlich liegen diese reinen Plänerschotter in den Nebentälern höher als die Leinetalschotter, aber doch nur im absoluten Sinne entsprechend der höheren Lage der Nebentäler, in denen sie abgelagert worden sind; relativ aber liegen sie genau so hoch über den zugehörigen Nebenbächen wie die Leineschotter über der Leine. Es vermindert sich ja auch das Niveau der Oberfläche der Terrasse im Leinetal selbst von Süden nach Norden gemäß dem Gefälle des Flusses, und daß die Zunahme der Höhenlage der reinen Plänerschotter beträchtlicher ist als im Haupttal, entspricht eben dem stärkeren Gefälle der Nebentäler. Auch an höher gelegenen Hängen treten Plänerschuttmassen auf, so oberhalb Rheden, aber auch sie entwickeln sich nach unten hin in ununterbrochenem Zuge zu der regelrechten Terrasse, sind also gleichzeitige Bildungen.

Es liegen an der Leine die gleichen Verhältnisse vor wie an der Weser, wo die entsprechende Terrasse, soweit sie noch erhalten geblieben ist, sich gleichmäßig in die Nebentäler hinein fortsetzt, um schließlich oftmals die heute toten Talböden der Seitentälchen und Talschluchten zu bilden. Es geht daraus hervor, daß beim Absatze dieser Schotter in der ersten Interglazialzeit das Talsystem im großen und ganzen bereits bis in seine Einzelheiten ausgebildet war, und eine anhaltendere Akkumulation mußte naturgemäß sowohl im Haupttal wie in den Nebentälern eine einheitliche Schotteraufschüttung bewirken.

Es sei bei dieser Gelegenheit aber nochmals nachdrücklich hervorgehoben, daß die Wassermassen, die diese mächtigen Schotter- und Schuttströme in den Nebentälern ehemals abgesetzt haben, heutzutage meist nur noch ganz unbedeutende Bäche bilden oder gar vollkommen versiegt sind, und daß deshalb entgegen der jetzt vielfach vertretenen Ansicht wenigstens im Gebiet der Weser und Leine die Flußgewässer seit der Diluvialzeit an Umfang ganz erheblich abgenommen haben müssen.

Was aber die „Plänerschotter“ v. KOENENS angeht, so erscheint es nach alledem durchaus begründet, sie in genetischer und zeitlicher Beziehung mit den Schottern der Leineterrasse zu vereinigen, und sie sind weder präglazial noch frühglazial, sondern gleich den letzteren nach meiner Auffassung in ihrem unteren Teil interglazial, in ihrem oberen Teil glazial, d. h. äquivalent der im Norden vordringenden zweiten (mittleren) Vereisung.

---

34. Zur Faciesbildung des westfälischen Untersenon.

Von Herrn TH. H. WEGNER.

Münster i. W., den 29. April 1910.

SCHLÜTER gab 1876 folgende Gliederung des westfälischen Untersenon:

3. Kalkig-sandige Gesteine von Dülmen mit *Scaphites binodosus.*
2. Quarzige Gesteine von Haltern mit *Pecten muricatus.*
1. Sandmergel von Recklinghausen mit *Marsupites ornatus.*

STOLLEY hat die Bezeichnung „Granulatenkreide" für diese Bildungen eingeführt. Infolge des in denselben Aufschlüssen beobachteten Vorkommens von *Actinocamax granulatus* und *westfalicus* hat BÄRTLING[1]) kürzlich seinen Bedenken gegen die Bezeichnung „Granulatenkreide" Ausdruck gegeben. Da ich inzwischen in der Grube der Lüdinghäuser Tonwerke bei Lüdinghausen, und zwar in Tonen, die von kalkig-sandigen Dülmener Gesteinen übergelagert werden, in Granulatenschichten neben typischen Exemplaren von *Actinocamax* und *Inoceramus lobatus* auchden typischen *Act. quadratus* gefunden habe, kann ich mich diesen Bedenken nur anschließen. Ich lasse daher auf Grund dieser neueren Funde die früher von mir gebrauchte Bezeichnung „Granulatenkreide" fallen.

1905 habe ich[2]) den Nachweis zu führen versucht, daß die kalkig-sandigen Gesteine von Dülmen mit *Scaphites binodosus* nicht selbständig sind, sondern nur eine küstenfernere Facies der Halterner Sande darstellen. Ich wiederhole zunächst die von mir für diese Auffassung angeführten beiden Gründe:

1. Vorkommen von *Scaphites binodosus* in den quarzigen Gesteinen von Haltern.
2. Das Fehlen der Halterner Sande auf der Linie Datteln-Seppenrade und die unmittelbare Auflagerung von Gesteinen mit Dülmener Fauna (*Sc. binodosus, Sc. inflatus*) auf Recklinghäuser Mergel im Kanaleinschnitt bei Olfen.

In der erwähnten Arbeit hat BÄRTLING sich sehr scharf gegen diese Zusammenfassung ausgesprochen. Zur Widerlegung

---

[1]) Diese Monatsberichte 1909, Nr. 8/10, S. *272.*

[2]) Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes. Diese Zeitschrift 1905, S. *112.*

meiner in obiger Weise nicht nur durch paläontologische, sondern auch durch stratigraphische Gründe veranlaßten Auffassung können zwei Wege begangen werden; es kann einmal vor allem der Nachweis eines Aufschlusses gebracht werden, in dem die Dülmener Sandkalke die Halterner Sande überlagern, oder zweitens bewiesen werden, daß *Sc. binodosus* kein Leitfossil für die Dülmener Sandkalke ist, sich vielmehr hier oder auch anderorts in tieferem Untersenon vorfindet. BÄRTLING hat diesen letzten Weg nicht betreten, seine Tabelle (S. 379) und seine Ausführungen zeigen, daß er die Brauchbarkeit dieses Leitfossils anerkennt. Es bleibt ihm daher nur der erste Weg übrig, um seine Auffassung zu beweisen. Aus dem Satze (S. 380) „in dem typischen Profil von Dülmen, Sythen usw. ist zweifellos festzustellen, daß die Dülmener Sandkalke die quarzigen Glassande der Zone von Haltern überlagern", wird wohl jeder den Schluß ziehen, daß BÄRTLING in der Tat diese Überlagerung beobachtet hat. Da mir ein derartiger Aufschluß nicht bekannt war, und eine auf obige Mitteilung hin vorgenommene Begehung ebenfalls nicht zum Ziele führte, wandte ich mich brieflich an BÄRTLING und fand meine Ansicht bestätigt, daß diese Überlagerung nicht festgestellt ist.

Es soll zunächst untersucht werden, ob die von BÄRTLING weiter östlich ausgeführten Untersuchungen meiner Auffassung widersprechen. Östlich vom Dortmund-Ems-Kanal weicht die Ausbildung des Untersenon von jener westlich desselben sehr ab, wie BÄRTLING in seiner Arbeit in einwandfreier Weise gezeigt hat. Die Profile, die BÄRTLING hier studierte, liegen von der Ostgrenze des von mir untersuchten Gebietes ca. 7 km entfernt. BÄRTLING betrachtet die Sande von Netteberge als das auskeilende Ende der Halterner Sande (Profil, S. *374*).

Bei Selm-Bork haben die nur 9 m mächtigen Netteberger Sande nach BÄRTLINGs Angaben eine Horizontalverbreitung zwischen Ehringhausen-Kapelle bis zu 8 km Breite und verschwinden dann unter Diluvium. Nach dem S. *374* (unten) mitgeteilten Profil BÄRTLINGs sollte man erwarten, daß die Sande von Netteberge nach Westen zu mit der angenommenen steigenden Mächtigkeit auch mit steigender Oberflächeneinahme allmählich in das breite Gebiet der Halterner Sande übergehen. Die Netteberger Sande sind nun wenig westlich Selm nicht mehr zu verfolgen. Jüngere Bedeckungen, die hier plötzlich ein weites Gebiet einnehmen, entziehen die Kreideschichten zunächst der Beobachtung. Erst bei Olfen treten die Kreideablagerungen beiderseits nahe an die Stever heran und geben hier ein ziemlich lückenloses Profil.

In den Schächten des Schiffshebewerkes bei Mekinghofen ist durch G. MÜLLER[1]) die tiefste Zone des Recklinghäuser Mergels — grauer Mergel mit *Inoceramus cardissoides* — festgestellt. Am Bahnhof Datteln und nördlich von demselben steht sodann typischer Recklinghäuser Mergel an. Am Netthöfelberg bei Datteln bilden tonige Mergel mit *Marsupites ornatus* feste Bänke. Darauf folgen nördlich der Lippe wieder sandige Mergel mit einzelnen festen Bänken, in denen nur kleine Aufschlüsse vorhanden sind, und dann im Einschnitte bei Olfen sandige Mergel mit Dülmener Fauna. Diese oberflächlich graubraun verwitterten Mergel treten, wie südlich der Stever an der Straßenunterführung Selm-Lüdighausen bei Olfen in einem kleinen Aufschlusse zu beobachten ist, fast an diesen Fluß heran. Nördlich der Stever finden sich die Mergel wieder bei dem Gut Kortenbusch und steigen dann nach einer kurzen Bedeckung mit Grundmoräne zu dem Seppenrader Höhenzug auf. Bei ca. 70 m ü. NN. stellen sich mit einer Terrainkante die Dülmener kalkig-sandigen Schichten ein, um von hieraus ununterbrochen über Seppenrade nach Dülmen usw. fortzusetzen.

Oberflächenbildend treten mithin BÄRTLINGs Sande von Netteberge auf der Linie Henrichenburg, Datteln, Olfen, Seppenrade nicht auf. Die Möglichkeit, daß sie sich im Stevertal von jüngeren Ablagerungen bedeckt nach Haltern hinüberziehen, ist nicht ganz von der Hand zu weisen. Diese Lagerung würde aber meine Ansicht glänzend bestätigen, weil die Sande dann die Mergel von Olfen mit *Scaphites binodosus* überlagern würden. Mir scheint es aber bei der großen Nähe der beiden gleichartigen Mergelvorkommen, die nur 2 km beiderseits der Stever voneinander entfernt liegen, unwahrscheinlich, ja fast ausgeschlossen, daß zwischen denselben die Sande ausgehen, und daß hier also eine Verbindung zwischen den beiden Sandvorkommen besteht. Ich halte es für wahrscheinlicher, daß die Sande von Haltern und Netteberge zwei voneinander getrennte Ablagerungen darstellen. Die Einlagerung von Kalksandsteinen, die eigenartigen, z. T. in Brauneisenstein verwitterten Eisenkiesknollen finden sich in den Sanden von Haltern nicht vor und deuten wenigstens an, daß hier getrennte Ablagerungen vorliegen. Man macht nun im allgemeinen die Beobachtung, daß man bei einem Gange vom Südrande des Münsterschen Beckens nach Norden auf immer jüngere Schichten trifft. Der einzige Grund, den BÄRTLING anführen kann, be-

[1]) Das Diluvium im Bereiche des Kanals usw. Jahrb. d. Kl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1895, S. 44, und d. Zeitschr. 1900, Nr. 5, S. 39.

ruht auf dieser im allgemeinen gewiß richtigen Beobachtung. Beweisen kann diese Erscheinung aber keineswegs, sie kann nur dann überzeugend wirken, wenn Schichten nördlich in gleichem oder in nach Norden ansteigendem Niveau auftreten. So trifft man bei einem Gange von Recklinghausen nach Haltern über den Recklinghäuser Mergeln die Halterner Sande an. In dem vorliegenden Falle sind aber die Verhältnisse anders. Die Halterner Sande ragen noch heute in den Borkenbergen bis 126,5 m auf; der aus angeblich jüngeren Schichten zusammengesetzte Dülmener Höhenzug liegt bei 70—80 m. Und an seinem nördlichen Fuß wurden früher die Kalksandsteine bei 60 m Meereshöhe gebrochen. Die Dülmener Facies zieht sich sodann von Dülmen aus über Seppenrade bis fast an die Stever mit einer niedrigsten Höhe von ca. 70 m und reicht hier über die Breite von Haltern südlich hinaus.

6 km westlich ragen die Borkenberge, deren Schichten nach BÄRTLING älter sind als jene von Dülmen, über diese mindestens 56 m höher auf. Wir haben demnach im Streichen der Halterner Sande östlich die Dülmener Sandkalke in einem niedrigeren Niveau als diese. Ich sehe in den erörterten Höhenverhältnissen zwar keinen Beweis meiner Auffassung — eine Überlagerung wäre, wenn bei Dülmen unter den Sandkalken, wofür aber nichts spricht, sofort die Halterner Sande aufträten, bei einem Einfallen von 1^0 möglich —, immerhin aber in den Verhältnissen bei Seppenrade, Olfen eine Tatsache, die unter Berücksichtigung der beiden Vorkommen von *Scaphites* die Äquivalenz der Schichten überzeugend dartut.

Bei der Besprechung meiner Auffassung führt BÄRTLING noch „praktisch geologische Gründe an, die eine Einziehung der Zone der Sande von Haltern nicht zulassen". Es handelt sich aber bei der vorliegenden Frage nicht um den Namen, der allen in die Augen springend kundgibt, daß hier Sande vorliegen, die in einer, allerdings großen Grube für Glasindustrie abgebaut werden, Sande, die dem Bergmann ein „Vorsicht" zurufen. So wichtig es für künftige Schachtabteufungen ist, zu wissen, wo die sandigen Bildungen vorkommen, ebenso wichtig ist es, festzustellen, wo die mergelige oder eine noch andersartige Ausbildung vorliegt. E s h a n d e l t s i c h h i e r e i n z i g u n d a l l e i n d a r u m, die Tatsache festzustellen, ob die Schichten von Dülmen z u g l e i c h e r Z e i t a b g e l a g e r t wurden wie die Sande von Haltern. Ist es wichtig, aus geologisch-praktischen Gründen eine kurze Charakteristik der Ausbildung der Zone in dem vorliegenden Gebiet zu geben, so kann dies durch den Ausdruck „Halterner Facies" der Zone des *Scaphites*

binodosus usw. in unzweideutiger und einzig richtiger Weise geschehen.

BÄRTLING hat nach obigen Ausführungen gegen meine faunistisch und stratigraphisch begründete Auffassung einer Äquivalenz der Halterner und Dülmener Schichten durchaus keine Gründe beigebracht.

In meiner Arbeit über die „Granulatenkreide" habe ich nachgewiesen, daß die Zone mit *Marsupites ornatus* an der Lippe bei Bossendorf und Lippramsdorf wieder auftritt, und zwar an ersterem Punkte in sandiger, an letzterem mit einem Übergang über Formsand in der typischen Ausbildung des Recklinghäuser Sandmergels. Eine Bohrung, die ohne Spülverfahren bei Lippramsdorf 1906 ausgeführt wurde, habe ich längere Zeit hindurch zweimal wöchentlich besucht. Diese Bohrung ergab, daß der typische Recklinghäuser Sandmergel hier nach der Tiefe zu in Sand übergeht und Bänke von Quarzit und Kalksandsteinen einschließt. Daß der Recklinghäuser Sandmergel nach N nicht nur in seinen obersten Schichten, sondern auch in tieferen Lagen in sandige Facies übergeht, zeigt das Bohrloch des Wasserwerkes bei Haltern, in dem bis 114 m Sande auftraten, und dann noch einige Meter tonige Sande erbohrt wurden. Ich werde auf diese Verhältnisse an anderer Stelle zurückkommen, da es mir jetzt nur daran liegt, die Einwände BÄRTLINGs als ungerechtfertigt zurückzuweisen. Es sei hier nur bemerkt, daß die großen Mächtigkeiten in der Umgebung von Dorsten, die auch BÄRTLING erwähnt, auf die sandige Facies des Recklinghäuser Mergels und nur zum geringen Teil auf Halterner Sande zurückzuführen sind. Die größte Mächtigkeit der Sande von Haltern schlage ich mit rund 100 m an.

---

35. Entgegnung an Herrn H. BASEDOW.

Von Herrn FRITZ NOETLING.

Hobart (Tasmanien), den 1. November 1909.

Im dritten Heft des 61. Bandes dieser Zeitschrift veröffentlicht Herr BASEDOW einen Aufsatz unter dem Titel „Beiträge zur Kenntnis der Geologie Australiens"

und im ersten Teil: „Skizze der geologischen Entwicklung des australischen Festlandes“, findet sich auf S. 348 folgende Fußnote:

> „Während des Druckes dieser Arbeit erschienen die Angaben von NOETLING über die feinere Gliederung des Tertiärs Tasmaniens (Zentralblatt f. Min. 1900, Nr. 1, S. 4). Ich kann dieselben nicht als begründet anerkennen.“

Es scheint fast eine Eigentümlichkeit des Herrn BASEDOW zu sein, alle Ansichten, die nicht mit seiner Auffassung übereinstimmen, mit den Worten:

> „Ich kann dieselben nicht als begründet anerkennen“,

abzutun. Dagegen muß ich entschieden Verwahrung einlegen. Eine sachliche Kritik, der ich jederzeit zugänglich bin, wird stets eine Überprüfung der Beobachtungen und der daraus abgeleiteten Schlußfolgerungen veranlassen; sie führt also stets zum Fortschritt in der Erkenntnis. Eine solche sachliche Kritik wird jeder anerkennen; die Art und Weise des Herrn BASEDOW weicht aber zu sehr von einer solchen ab. Ich bestreite Herrn BASEDOW das Recht, die Arbeiten anderer in solch summarischer Weise zu verurteilen, um so mehr, als seine eigene Arbeit so von Ungenauigkeiten und Flüchtigkeiten wimmelt, daß dieselbe in Australien allgemeines Befremden erregt hat. Daß diese harte Beurteilung berechtigt ist, werde ich im folgenden nachweisen und zunächst mit dem Thema beginnen, das augenscheinlich den Zorn des Herrn BASEDOW erregt hat, nämlich dem tasmanischen Tertiär.

Herr BASEDOW war nie in Tasmanien. Seine Kenntnis kann sich also nur auf das Studium der Literatur stützen, und diese ist in bezug auf tasmanisches Tertiär nicht nur sehr wenig eingehend, sondern auch sehr revisionsbedürftig. Herr BASEDOW hat sich aber nicht einmal die Mühe genommen, die vorhandene Literatur eingehend zu studieren, und daß er selbst das tasmanische Tertiär nicht hinreichend kennt, geht aus seinen eigenen Angaben hervor. Auf S. 348 heißt es: „Oligocän, Südaustralien . . . . Victoria . . . . Tasmanien. Hauptfundort: Table Cape Wynyard.“ Es ist dieses aber keineswegs der Hauptfundort; man wird am Table Cape vergebens nach Fossilien suchen. Der Hauptfundort liegt einige Meilen weiter westlich am Free-stone Bluff.

Man mag dies vielleicht als Haarspalterei auffassen, um so mehr, als in den älteren Arbeiten Table Cape schlechtweg erwähnt wird. Wenn man aber solchen Anspruch auf Ge-

nauigkeit erhebt wie Herr BASEDOW, dann sollte man auch in erster Linie irrige Angaben in der Literatur berichtigen.

Unter „Fossilien“ finden wir folgendes:

„*Wynyardia bassiana, Carcharodon angustidens, Lamna elegans, Oxyrhina hastalis, Myliobatis plicatilis* usw. wie im Eocän von Süd-Australien und Victoria.“

Es muß den Anschein erwecken, daß diese Liste alle Fossilien enthält, die aus dem Tertiär Tasmaniens beschrieben sind. Die außerordentlich umfangreichen und viel reichhaltigeren Fossillisten JOHNSTONs geben ein ganz anderes Bild der Tertiärfauna Tasmaniens, aber dieselben scheinen Herrn BASEDOW gänzlich unbekannt zu sein.

Als einen schwerwiegenden Fehler muß man es aber bezeichnen, wenn Herr BASEDOW den Säuger *Wynyardia bassiana*, der sich weit über der *Crassatella*-Schicht zusammen mit Landpflanzen findet, ins Oligocän versetzt und dann die Schichten am One Tree Point bei Hobart mit den gleichen Landpflanzen ins Pliocän und Pleistocän stellt. Der Widerspruch, der hierin liegt, muß auch dem Fernerstehenden auffallen.

In seiner Geology of Tasmania sagt JOHNSTON, S. 261: „In one of the leaf specimens (from Free-stone Bluff) he recognised the well-known form *Sapotacites oligoneuris* ETT., which occurs in the leaf-beds of the Derwent, notably at Pipeclay Bluff and One Tree Point.“ Dieses Vorkommen der gleichen Flora in den oberen Lagen des Profils am Free-stone Bluff and One Tree Point bei Hobart ist einer der wichtigsten Anhaltspunkte für die Parallelisierung des Tertiärs in Tasmanien. Welcher Ansicht man auch bezüglich des Alters sein mag, so viel steht fest, daß die oberen (pflanzenführenden) Schichten von Free-stone Bluff mit den pflanzenführenden Schichten von One Tree Point bei Hobart zu parallelisieren sind, und daß eine Trennung beider, wie Herr BASEDOW dies tut, mit den Tatsachen unvereinbar ist.

Um auch Fernerstehenden einen ungefähren Maßstab zu geben, mit welchem Recht Herr BASEDOW sich anmaßt, die Arbeit eines anderen Autors über irgendein Thema, mit dessen Literatur er sich selbst nicht einmal genügend bekanntgemacht, zu verurteilen, so wollen wir annehmen, im Osten Deutschlands habe ein Autor über die Entwickelung und Gliederung des dortigen Tertiärs geschrieben. In Toulouse nehme ein anderer Autor, der weder den Osten Deutschlands besucht, noch die auf das Tertiär bezügliche Literatur gründlich studiert hat, Anstoß an dieser Arbeit und beanspruche das Recht, dieselbe

einfach mit den Worten „ich kann dieselbe nicht als begründet anerkennen“ abzutun, was würde man in Europa hierzu sagen? Der Fall ist hier der gleiche. Die Entfernung zwischen Hobart und Adelaide ist ungefähr dieselbe wie die zwischen Breslau und Toulouse; Herr BASEDOW war nie in Tasmanien, er kennt auch nicht einmal dessen geologische Literatur, und dennoch beansprucht er das Recht, eine auf gründliche Beobachtungen gestützte Arbeit in einer Fußnote abzuschlachten. Ich überlasse es den Fachgenossen, ein solches Verhalten zu beurteilen.

Und nun zu der Skizze selbst. Ich werde mich bei meiner Kritik auf Tasmanien beschränken, da mir das übrige Australien nur aus der Literatur bekannt ist.

Das Präcambrium wird auf sechs Zeilen abgetan; unter Hauptfundort heißt es:

„Gebiet westlich der Wasserscheide der Insel.“

Allem Anscheine nach hat Herr BASEDOW vor Niederschrift dieser Angaben sich nicht einmal die Mühe genommen, die geologische Karte von Tasmanien auch nur anzusehen; es hätte ihm sonst die gewaltige Ausdehnung präcambrischer Ablagerungen im Nordosten und Osten der Insel auffallen müssen. Eine Angabe, was aus diesen geworden ist, vermissen wir in seiner Zusammenstellung gänzlich. Über die nutzbaren Lagerstätten dieser Schichten schreibt Herr BASEDOW: Es kommen Kupfer, Blei und Antimonablagerungen in diesen Schichten vor[1]. Man muß sich hier fragen, weshalb die wichtigen Golderzlagerstätten von Mathinna, Lefroy und Beaconsfield keine Erwähnung finden? Diese sind zweifellos wichtiger als die erwähnten Erzlagerstätten und treten ebenfalls sämtlich in archäischen Schichten auf.

Ich übergehe Cambrium und Silur; dagegen möchte ich mich etwas eingehender mit dem Permo-Carbon, richtiger Perm, befassen. Der Abschnitt hierüber bleibt unverständlich, selbst, wenn man dem Druckfehlerteufel die weitgehendsten Konzessionen macht. Es heißt wörtlich:

„Tasmanien.
Fundort: Obere marine Schichten, Tasmanitschichten.“

Obwohl ich schon drei Jahre in Tasmanien bin und nicht behaupten will, daß ich die Geographie des Landes bis ins kleinste Detail kenne, so kann ich doch mit Bestimmtheit sagen, daß Orte dieses Namens in Tasmanien nicht existieren.

---

[1] Wenn es überhaupt notwendig war, Angaben über das Vorkommen nutzbarer Mineralien zu machen, so darf man mit Recht fragen, wo bleibt das Zinn?

Unter „Schichtenbeschreibung" heißt es:

„Lycopoden und marine Fossilien." Ich brauche dieser eigenartigen Beschreibung von Schichten nichts hinzuzufügen.

Dann heißt es weiter: „Bemerkungen; die untersten Schichten der Formation sind glazialen Ursprungs." Mit anderen Worten, die untersten Schichten der oberen marinen Schichten sind glazialen Ursprungs. Man muß sich fragen, wie marine Schichten glazialen Ursprungs sein können. Herr BASEDOW stellt hier irrtümlicherweise die glazialen Schichten, die in der Basis des ganzen Systems auftreten, in die oberen marinen Schichten. Die Angabe von JOHNSTON in seiner Geology of Tasmania möchte ich hier zum Vergleich beifügen. Es heißt darin auf S. 119:

„Conglomerate and Shaty Zone: Generally towards the base of the system appears" usw. Diese Angaben sollten Herrn BASEDOW nicht unbekannt geblieben sein. Man vergleiche aber auch die folgende, wortgetreu aus JOHNSTONS Geology of Tasmania wiedergegebene Angabe über die Gliederung des Permo Carboniferous-Systems. Auf S. 89 heißt es:

Upper Carboniferous.

Upper Marine Beds, consisting of sandstones and mudstones, Mersey, Porter hill, Hobart, Pearson's Point, with fossil wood of huge conifers, *Glossopteris*, *Gangamopteris*, *Spirifera*, *Strophalosia*, *Cardiamorpha*, *Pachydomus*, *Sanguinolites*, *Avicula*, *Aviculopecten*, *Tellinomya*, *Modiolopsis*, *Pleurotomaria*, *Pterinea*, *Streblopteria*, *Conularia*, *Theca*, *Fenestella*, *Protoretepora*, *Favosites*, *Cyprides*.

Tasmanite Beds, Mersey and associated grey shales and sandstones, with *Tasmanites punctatus*, *Spirifera*, *Pleurotomaria*, *Avicula*, *Aviculopecten*, *Pterinea*, *Pachydomus* etc.

Lower Coal measures, Coarse reddish, white, yellow and grey sandstones, shales and Coal seams, Mersey, Don, Adventure Bey, with *Glossopteris*, *Gangamopteris*, *Noeggerathiopsis*, *Schizoneura*, *Rhipidopsis (?)*, *Carpolithes (?)* comp. *C. disciformis*, *Sigillaria (?)* comp. *S. Brardii* BGAT., *Zamia* comp. *Zamia muricata*.

Lower Carboniferous.

Lower Marine Formation, consisting of limestones, calcareous sandstones and mudstones, shales, grits, and conglomerate, occurring through out Eastern Tasmania

with *Favosites*, *Stenopora*, *Cythere*, *Tribrachyocrinus*, *Fenestella*, *Protoretepora*, *Leptaena*, *Orthis*, *Orthotetes*, *Productus*, *Rhynchonella*, *Spirifera*, *Strophalosia*, *Strophomena*, *Terebratula*, *Allorisona*, *Arca*, *Astartilla*, *Avicula*, *Aviculopecten*, *Streblopteria*, *Cardinia*, *Cardiamorpha*, *Edmondia*, *Eurydesma*, *Inoceramus*, *Lithodomus*, *Modiomorpha*, *Maeonia*, *Notomya*, *Pachydomus*, *Pleurophorus*, *Pterinea*, *Pteronites*, *Sanguinolites*, *Scaldia*, *Tellinomya*, *Capulus*, *Euomphalus*, *Pleurotomaria*, *Platyschisma*, *Conularia*, *Theca*, *Cameroceras*, *Goniatites*, *Orthoceras* etc.

Weiter sieht man auf S. 118 eine Gliederung der unteren marinen Schichten in der Nähe von Hobart, die ich hier kurz im Auszuge wiedergebe; es folgen von oben nach unten:

Fenestella-Zone
Pachydomus-Zone
Spirifer-Zone
Mudstone-Zone
Conglomerate and Slaty-Zone.

Zur weiteren Aufklärung schlage man auf S. 124 des genannten Werkes nach, wo die unteren marinen Schichten auf Maria-Island beschrieben sind, und man wird finden, daß die *Pachydomus*-Zone den Schichten mit erratischen Blöcken auflagert, daß also die Glazialschichten die Basis des ganzen Systems und nicht etwa die Basis der oberen marinen Schichten bilden. Zwischen den Glazialschichten und der *Pachydomus*-Zone würden sich nach Westen die *Spirifer*- und Mudstone-Zone einschieben. Diese Auffassung bedarf jedoch einer Nachprüfung, auf die ich hier nicht weiter eingehen kann.

Schließlich möchte ich noch erwähnen, daß die so eingehend von JOHNSTON beschriebenen Diabase, die in der Geologie Tasmaniens eine so bedeutende Rolle spielen, von BASEDOW überhaupt nicht erwähnt werden.

Die obigen Angaben können mit Leichtigkeit auf den Raum von 13 Zeilen, d. h. den Raum, welchen die Beschreibung des tasmanischen Perms in Herrn BASEDOWs Skizze einnimmt, beschränkt werden, ohne irgendetwas wesentliches einzubüßen. Hierbei würde zweifellos ein richtigeres und besseres Bild entstehen als das von Herrn BASEDOW entworfene.

Diese Proben mögen genügen, um die Unzuverlässigkeit und Flüchtigkeit der betreffenden Arbeit des Herrn BASEDOW

zu charakterisieren. Um schließlich zu zeigen, mit welcher Ungenauigkeit auch nebensächliche Dinge behandelt werden, möchte ich noch einige Angaben aus dem zweiten Teil der Abhandlung, der betitelt ist: „Über den tektonischen Ursprung der sogenannten cambrischen Eiszeit Süd-Australiens", beifügen.

Herr BASEDOW beginnt diesen Teil mit einer allgemeinen Orientierung, in der die Physiographie Australiens behandelt wird. Er sagt darin, die Gesamtfläche Australiens beträgt beinahe 3 Millionen engl. Quadratmeilen, d. h. etwa 7,6 Millionen Quadratkilometer, d. h. mehr als drei Viertel der Größe von Europa. Tatsächlich beträgt das Areal des australischen Kontinentes ohne Tasmanien 2 948 366 engl. Quadratmeilen, was, wenn wir Europa mit 4 093 000 engl. Quadratmeilen ansetzen, dem Verhältnis 0,720, also erheblich unter, aber nicht mehr als drei Viertel entspricht. Selbst wenn wir Tasmanien hinzurechnen, so beträgt das Gesamtareal 2 974 581 Quadratmeilen, d. h. 0,727 der Größe von Europa, also immer noch unter drei Viertel. Alles das hätte Herr BASEDOW, wie ich, dem Official Year Book of the Commonwealth of Australia entnehmen können, und die gleiche Quelle würde ihm gezeigt haben, daß die Küstenlänge des australischen Kontinents 11 310 engl. Meilen und nicht 8850 engl. Meilen, wie er behauptet, beträgt. Entweder war die allgemeine Orientierung nötig oder nicht. War sie nötig, so muß man genaue Zahlenangaben erwarten, auf die man sich eventuell beziehen kann. War sie nicht nötig, so konnte sie ebensogut unterbleiben; unrichtige Angaben mußten aber unter allen Umständen fortgelassen werden.

Zum Schluß glaube ich kaum versichern zu müssen, daß mir diese Art von Polemik zuwider ist; allein ich war sehr gegen meinen Willen gezwungen, Vorstehendes zur Abwehr zu schreiben. Wenn Herr BASEDOW, anstatt die Arbeiten anderer Autoren kurzerhand in Fußnoten abzutun, in Zukunft mehr Sorgfalt in der Abfassung seiner eigenen verwenden würde, so sind aber diese Zeilen vielleicht nicht umsonst geschrieben.

---

36. *Carbonicola* und *Palaeanodonta* im limnischen Jungpalaeozoicum Deutschlands.

(Ein Beitrag zur Revision der Genera *C.* und *P.* aus deutschen limnischen Carbon- und Dyasbildungen.)

Von Herrn AXEL SCHMIDT.

Stuttgart, den 6. Mai 1910.

Etwa bis in die 60er Jahre des vorigen Jahrhunderts ist das Interesse, das die Paläontologie den carbonischen und permischen Süßwasser-Zweischalern entgegengebracht hat, ein außerordentlich reges gewesen. Eine selbst für den Spezialisten schier unübersehbare Menge von oft wenig verschiedenen Formen ist in den größeren paläontologischen Sammelwerken der damaligen Zeit geschaffen worden, und in der sonstigen Literatur finden sich überall, z. T. in größeren Spezialabhandlungen, z. B. denen LUDWIGS[1]), z. T. auch einzeln, Speziesbeschreibungen von Muscheln[2]), die wir heute in den Formenkreis der Anthracosiiden stellen. In den folgenden Jahrzehnten scheint das Interesse stark abgeflaut zu sein; wenigstens sind größere Abhandlungen über diese Zweischaler in der Literatur kaum noch vertreten; man hat sich im wesentlichen darauf beschränkt, die neuen Fundorte zu zitieren, gelegentlich auch einmal eine oder wenige Formen neu aufzustellen.

Nur zwei größere deutsche Abhandlungen, die sich mit diesen Zweischalern ausschließlich oder doch in größerem Umfange beschäftigen, fallen in die 2 letzten Jahrzehnte des vergangenen Jahrhunderts: ACHEPOHLS[3]) niederrheinisch-westfälisches Steinkohlengebirge und die Arbeit W. P. AMALITZKYS[4]) über „Die Anthracosien der Permformation Rußlands". Auf die letzte muß der Forscher noch stets zurückgreifen; ist doch in ihr erstmals versucht worden, das Chaos der Formen systematisch unter bestimmten Gesichtspunkten zu Familien zusammenzufassen. Anders das nur wenige Jahre ältere Werk

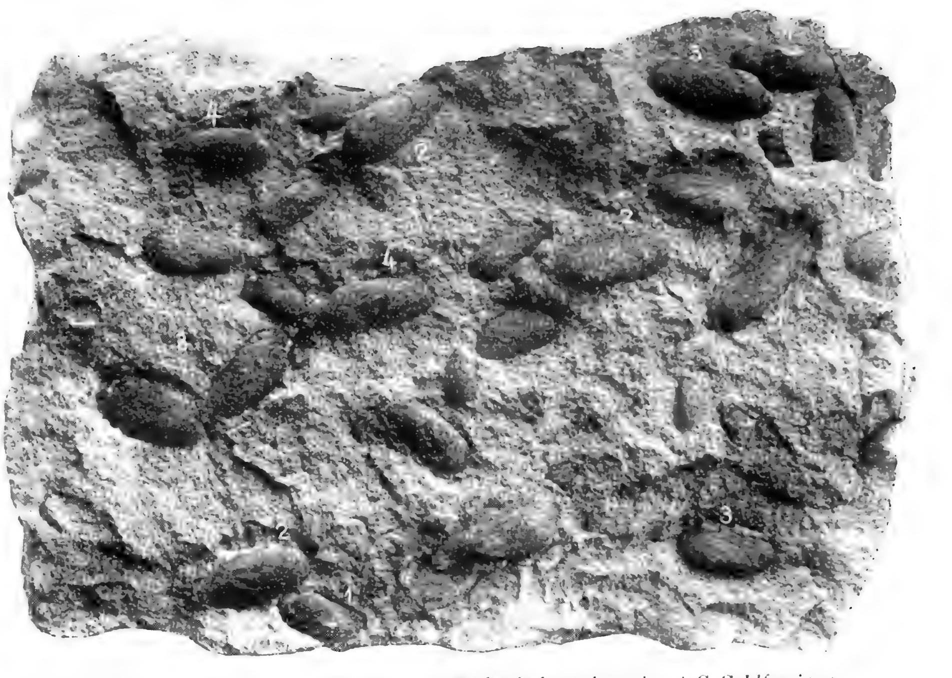
---

[1]) R. LUDWIG in Palaeontographica VIII—XI, ferner GRAF KEYSERLINGK, EICHWALD.

[2]) FREIHERR VON SCHLOTHEIM, BRONN, GOLDFUSS, KONINCK, KING, H. B. GEINITZ.

[3]) ACHEPOHL: Das niederrheinisch-westfälische Steinkohlengebirge. Atlas 1880—83.

[4]) Palaeontographica **39**, 1892.



1 *Palaeanodonta parallela.* 2 *P. Castor.* 3 *Carbonicola carbonaria.* 4 *C. Goldfussiana.*

Gelbbrauner Anthracosiensandstein.

Aus den hangenden Lagen der Alsenzer Schichten (Rotliegendes). Galgenhorst bei Eschenau.

von ACHEPOHL, das zwar 37 Formen beschreibt, darunter 32 angeblich neue. Endlich haben uns die Jahre 1894—96 die große Monographie von W. HIND[1]) über die Genera *Carbonicola*, *Anthracomya* und *Najadites* gebracht.

Durch einen Zufall bin ich vor nunmehr 7 Jahren zum Studium einiger Anthracosiiden veranlaßt worden und habe in drei kleineren Arbeiten die Ergebnisse meiner Untersuchungen über die Zweischaler aus Niederschlesien und Böhmen[2]), aus dem Gebiet der Saar und Nahe[3]) und aus den Ostrauer Schichten des oberschlesisch-polnischen Steinkohlenbeckens[4]) niedergelegt. Dabei habe ich mich streng an die bisher geübte Methode gehalten: nämlich alle irgendwie bedeutend abweichenden Formen als neue aufzufassen. Indessen habe ich schon in meinem zweiten Aufsatz auf die Notwendigkeit einer Revision dieser Zweischaler hingewiesen. Betrachtet man das beifolgende Bild, das ich der Güte des Herrn Oberbergrats Professors Dr. VON AMMON-München[5]) verdanke, so wird wohl kein Paläontologe anstehen, alle Muscheln als dieselbe Spezies anzusprechen. Und doch verlangt die heute übliche Bestimmungsmethode, aus diesen Formen vier verschiedene Spezies zu machen. Eine solche Zersplitterung geht aber doch wohl viel zu weit. Damals habe ich mir die Revision versagen müssen, da das Material für diesen Zweck durchaus unzureichend war. Nachdem mir aber letzthin auch noch Material vorgelegen hat, und zwar aus den tieferen Schichten des oberschlesisch-polnischen Produktiven Carbons, glaube ich eine Revision wenigstens für die beiden Genera *Carbonicola* und *Palaeanodonta* versuchen zu dürfen. Freilich ist das Material auch hierfür noch etwas beschränkt; doch lehren mich eigene Erfahrungen, daß die Beschaffung des für die Revision notwendigen, möglichst vollständigen Materiales, namentlich des fremdländischen[6]) — englischen, belgischen und französischen —, nur mit außerordentlichen Schwierig-

---

[1]) Paleontographical society, Bd. **48—50**, 1894—1896.

[2]) N. Jahrb. Min. 1905, Bd. I.

[3]) Geognostische Jahreshefte 1906, Bd. XIX.

[4]) Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanst., 1909, Bd. **59**, H. 3 und 4.

[5]) Auch an dieser Stelle möchte ich es nicht unterlassen, Herrn Oberbergrat Professor Dr. VON AMMON für die gütige Überlassung des Klischees herzlichst zu danken.

[6]) Die genaue Besichtigung bzw. Bearbeitung dieses fremden Materiales an Ort und Stelle würde bei dem Fehlen des Vergleichsmateriales aus anderen Sammlungen auch nicht den erhofften Erfolg bringen.

keiten verknüpft sein dürfte. Auch wird die bisherige Auffassung, daß nämlich die Formen für Stratigraphie und historische Geologie wertlos sind, daß sie also keine Leitfossilien darstellen, und vor allem die meist äußerst mangelhafte Beschaffenheit der Stücke[1]) selbst bisher manchen Paläontologen davon abgehalten haben, sich mit diesen Formen näher zu beschäftigen.

Dieser letzte Umstand, die schlechte Erhaltung der Muscheln, gebietet es mir auch, von vornherein um Nachsicht zu bitten, wenn meine Angaben der Änderung oder Verbesserung bedürfen. Dazu kommt noch, daß ich bei der geliehenem Material gegenüber gebotenen Schonung es mir wiederholt versagen mußte, die oft notwendige Präparation an den Stücken bis zu Ende durchzuführen. Hierdurch sind meine Untersuchungen ebenfalls beeinträchtigt worden.

Die Beschaffung der vollständigen Literatur ist mir auch nicht möglich gewesen, namentlich habe ich nicht alle älteren englischen Autoren mir beschaffen können. Doch wird, wie ich glaube, diese Lücke weniger fühlbar sein, da W. HIND gerade diese in seiner „Critical bibliography“ durchaus vollständig, soweit ich es habe feststellen können, berücksichtigt hat. Von wichtigeren Werken in französischer Sprache sind mir nur RYCKHOLTs Mélanges paléontologiques und wenige geringfügigere Notizen in belgischen Zeitschriften nicht zugänglich gewesen. Die deutsche und auch die russische Literatur ist meines Wissens nahezu vollständig berücksichtigt worden.

Eine besondere Zusammenstellung der Literatur über diesen Gegenstand ist von AMALITZKY und W. HIND und z. T. auch von mir gegeben worden, auf die ich, um die Wiederholung zu vermeiden, hiermit verweise. Weniger bekannte oder hierhergehörende Abhandlungen sollen in Fußnoten kurz zitiert werden.

Die folgenden Ausführungen beziehen sich im wesentlichen auf Anthracosiiden aus deutschen und österreichischen **limnischen** Carbon- und Rotliegendbildungen. Vertreter paralischer Carbonvorkommen haben mir nur in beschränktem Maße aus Westfalen (Breslauer Sammlung), außerdem einige Suiten aus dem paralischen oberschlesisch-polnischen Carbon vorgelegen. Ich möchte schon hier darauf hinweisen, daß das deutsche Material gegenüber dem russischen in jeder Beziehung

[1]) Die aus paralischen Ablagerungen stammenden Stücke scheinen nach meinen Erfahrungen besser zu sein als die aus den limnischen.

zurücksteht, sowohl was Erhaltung der einzelnen Stücke als auch was Formenreichtum anbelangt. Dasselbe möchte ich auch nach den in der Literatur gegebenen Notizen von dem belgischen und englischen sowie von dem afrikanischen Material behaupten. Man könnte daher wohl den Gedanken aussprechen, daß die Formen aus limnischen Bildungen um so einfacher und indifferenter werden, je früher der Zusammenhang mit marinen Bildungen dauernd unterbrochen worden ist, je länger also die Einflüsse des limnischen Elementes ungestört einwirken konnten.

Dieses prägt sich vornehmlich im Bau des Schloßapparates aus, indem dieser entweder in allen Teilen gleichzeitig schwächer wird, oder indem zunächst nur einzelne Elemente obliteriert werden, besonders der vordere Seitenzahn. Daher erscheint mir die Anwendung des von AMALITZKY benutzten Teilungsprinzipes der Genera nach den Schloßelementen für unsere Formen wenig zweckmäßig und überdies schwer durchführbar zu sein. Ich werde daher nur allgemein zwischen bezahnten und unbezahnten Formen unterscheiden — *Carbonicola* und *Palaeanodonta* — und geringe Verschiedenheit in der Bezahnung nicht berücksichtigen. Übrigens hebt auch schon HIND hervor, daß sogar innerhalb einer Spezies die Unterschiede im Schloßbau erheblich sind, und daß man bei deren Berücksichtigung die einzelne Form in verschiedene Genera spalten müßte.

W. HIND[1]) sagt nämlich: „Considering the great variation of hinge-structure, which obtains in a single species of *Carbonicola* .... J think it very unwise, to rely on minute differences of this structure for the differentiation; for, if this were to obtain it would be necessary to divide one or two species into several genera."

Die gleiche Erscheinung zeigen mir auch verschiedene deutsche Formen. Ich wiederhole daher, daß für die Unterscheidung der Formen die Merkmale des Schloßbaus mindestens stark, wenn nicht völlig in den Hintergrund treten müssen, wenn man nicht zu einer ganz unhaltbaren Zersplitterung in Genera und Spezies gelangen will, die, wie die rezenten Unionen und Anodonten zeigen, durch individuelle und namentlich durch Standortserscheinungen hervorgebracht werden können, Erscheinungen, die der Paläontologe nachzuprüfen nie oder kaum in der Lage sein wird. Da auch die Mantellinie und die Lage der Muskeleindrücke wenig ver-

---

[1]) S. 41 des Sonderabdruckes.

schieden und andererseits nur selten mit hinreichender Deutlichkeit zu beobachten ist, so muß man nach anderen Merkmalen sich umsehen, die sich für die Unterscheidung vielleicht brauchbar erweisen. Schon in meinem letzten Aufsatz habe ich auf die Form des äußeren Schalenumrisses hingewiesen und glaube, daß hierin ein vielleicht brauchbares Trennungsmerkmal zu erblicken ist. Für fossile Zweischaler ist dieser Weg schon oft angewendet worden, so z. B. von F. Frech[1]) und von Rübenstrunk[2]) für die Myophorien, von F. Zeller[3]) für die Keuper-(Lettenkohlen-)Anoplophoren. Freilich hat man aber auch hier ein gewisses Maß an Vorsicht bzw. Zurückhaltung zu bewahren und darf nicht, wie ich zeigte[4]), so weit wie Hind gehen, der so sichtlich verschiedene Formen in einer Spezies zusammenfaßt.

Für die rezenten Anodonten ist der Weg bereits durch Clessin[5]) gewiesen worden, der sich hierüber folgendermaßen äußert: „Durch den Mangel eines Schlosses sind wir fast ausschließlich auf die Form des Schalenumrisses angewiesen. . . Bis jetzt ist es nicht gelungen, an den Tieren selbst zur Speziesunterscheidung brauchbare Unterschiede zu entdecken, und kaum möchte nach dieser Richtung hin überhaupt etwas zu erwarten sein. Es bleibt uns somit auch wirklich nichts andres übrig, als uns zur Bestimmung der Arten und Varietäten an die Form des Schalenumrisses, die Größe der Muschel, die Dicke der Schale, die Stellung des Wirbels, die Länge des Schnabels etc. zu halten."

Weiter betont Clessin allerdings, daß „sich unsere Anodonten nach den Eigenschaften ihres jeweiligen Fundortes in sehr erheblichem Maße abändern, und zwar erstrecken sich diese Veränderungen nicht allein auf die Umrißformen derselben, sondern auch auf die Farbe, Stärke der Schalen, die Reinheit und den Glanz des Perlmutters. Durch diese Verhältnisse erklärt es sich hinreichend, warum die Auffassung der Spezies unserer Anodonten eine so ungemein verschiedene ist, und warum fast jeder Forscher demselben Speziesnamen einen oft wesentlich verschiedenen Typus beilegt."

---

[1]) Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. Budapest 1904.

[2]) Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myophorien. Mitteilungen der Bad. Geol. Landesanst. Heidelberg 1909, Bd. VI.

[3]) Zentralbl. Min. 1907, S. 11.

[4]) Geognostische Jahreshefte XIX, 1906, S. 120.

[5]) Korrespondenzblatt des zoologisch-mineralogischen Vereins in Regensburg XXVI, 1872, Nr. 6 und 7.

Für die bezahnten Flußmuscheln, die Najaden, hat bereits 1870 ISAAC LEA in seiner „Synopsis of the family of Najadae“ dieses Teilungsprinzip, die Spezies auf Grund der Verschiedenheit des Schalenumrisses abzutrennen, ebenfalls angewendet.

Die Erwägungen CLESSINs und I. LEAs lassen sich aber ohne weiteres auf die fossilen Süßwasserzweischaler übertragen. Denn darüber bestehen wohl kaum Zweifel, daß wir in den Anthracosiiden Tiere zu erblicken haben, die von den heutigen Unionen und Anodonten hinsichtlich ihrer Lebensbedingungen kaum verschieden gewesen sind. Es sind ihre Vorläufer, nicht ihre Vorfahren, wie ich schon letzthin betonte[1]).

Betrachtet man unter diesen Gesichtspunkten die u. a. von CLESSIN charakterisierten Formen oder Mutationen, ferner die von BUCHNER[2]) an *Anodonta cygnea* gezeigte Variabilität des Schalenumrisses in bezug auf das Verhältnis der Länge zur Höhe, und berücksichtigt man dann noch die von WOODWARD[3]) betonte Tatsache, daß bei *Unio (Margaritana) margaritifera* im Alter der hintere Seitenzahn verkümmert, so sieht man, daß die von AMALITZKY zur Arten- und z. T. auch zur Gattungstrennung benützten Unterschiede nicht brauchbar sind. Andererseits zeigen aber die Untersuchungen von CLESSIN, daß die Schalenumrisse der einzelnen Formen im Alter durchaus konstant bleiben.

Es erscheint mir daher eine Revision auf dieser Grundlage allein möglich und durchführbar zu sein. Ich will daher im folgenden den Versuch machen, die vielen deutschen Spezies der Genera *Carbonicola* und *Palaeanodonta* unter Berücksichtigung ihres Schalenumrisses zu einigen wenigen Formenkreisen zusammenzustellen. Ich beabsichtige aber nicht, alle in der Literatur bisher besprochenen und abgebildeten hierhergehörigen deutschen Formen zu berücksichtigen. Denn einerseits sind manche bildlichen Darstellungen, namentlich in älteren Werken, nicht deutlich genug, um Schalenwölbung und Kiel in einer zur Beurteilung hinreichenden Weise hervortreten zu lassen. Andererseits stellen manche nur unvollständige Stücke, z. B., die ACHEPOHLs, dar[4]), oder sie geben kein objektives Bild der Spezies,

---

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1909, Bd. **59**, S. 751.
[2]) Jahreshefte des V. f. vaterl. Naturkunde in Württemb. 1900.
[3]) Manual of the mollusca (1851), S. 274.
[4]) Vergl. W. HIND: a. a. O., S. 32 unten.

sondern sind ein Phantasiegebilde des betreffenden Verfassers[1]).

Für die zu wählende Art der Bezeichnung scheint mir die trinome Benennung die beste und geeignetste zu sein, denn sie ermöglicht, geringe, die Selbständigkeit einer Spezies nicht begründende Abweichungen doch in dem Namen zum Ausdruck zu bringen. Auch ist ja die in der Zoologie schon lange angewendete Benennungsart schon früher — QUENSTEDT — und neuerdings wieder — u. a. von STEINMANN, WILCKENS, PAULCKE, SOLGER, W. DIETRICH — in der Paläontologie verwertet worden.

Bei der Benennung der einzelnen Formenkreise werde ich stets, soweit angängig, den bekannten ältesten Namen als Typus für den Formenkreis wählen. Eine Ausnahme muß ich nur bei der einen Formenkreis, und zwar den ausgedehntesten, darstellenden bekannten *Carbonicola* (*Anthracosia*) *carbonaria* machen. Der Name *Tellinites carbonarius* ist erstmals von v. SCHLOTHEIM[2]) für einen Zweischaler aus den Tertiär-(wohl Eocän)kohlen von Häring in Tirol angewendet worden. Die Form kommt sowohl dort, wie auch in anderen Tertiärablagerungen, so z. B. denen Rheinhessens, vor. Der Name ist dann von AMI BOUÉ[3]), der wohl durch die Angabe v. SCHLOTHEIMS: „aus dem Dachgestein des Kohlenlagers von Häring" irregeführt ist, auf die carbonische Zweischalerform übertragen worden und dann — zuerst von BRONN wohl hauptsächlich durch seinen Index palaeontologicus — weiter verbreitet worden. Etwa gleichzeitig ist noch J. F. KRÜGER[4]) in denselben Irrtum verfallen. Auch GOLDFUSS nennt in seinen „Petrefacta Germaniae" als Synonym zu BRONNS *Unio carbonarius* „aus den Steinkohlenlagern von Niederstauffenbach bei Kusel" den *Tellinites carbonarius* v. SCHLOTH. So weitverbreitet und bekannt auch diese Bezeichnung in Deutschland ist, so glaube ich doch, sie der Tertiärmuschel,

---

[1]) So urteilt W. HIND — S. 24 und 40/41 — über LUDWIGS Abbildungen folgendermaßen: „The chief thing to be noticed on comparing the originals with the drawings is the amount of invention and artistic embellishment, which have made crushed and damaged specimens appear as perfect. In one case the fossil itself is invented . ." „LUDWIG altogether untrustworthy" „The hinges of LUDWIGS . . . are pure artistic inventions . ."

[2]) Petrefaktenkunde, S. 189.

[3]) Journal de Physique 1822 (Mémoire géologique sur l'Allemagne). Deutsche Ausgabe 1829 von LEONHARD (S. 191).

[4]) Geschichte der Urwelt, 1823, Bd. II, S. 438, und Urweltliche Naturgeschichte, 1825, Bd. II, S. 331.

der sie ursprünglich gegeben war, belassen zu müssen, und schlage vor, da mehrere (z. B. *Goldfussiana, tellinaria*) zu diesem Formenkreis gehörige Spezies der älteren Autoren infolge der Unsicherheit der Bestimmung mehrfach mit Spezies anderer Formenkreise zusammengeworfen sind, als Typus für diesen Formenkreis die *Carbonicola aquilina* SOWERBY zu wählen, zu der man den zahlreichen HINDschen Abbildungen zufolge auch etwas abweichende Formen stellen kann.

Die einzelnen Formenkreise sind folgende:

Genus *Carbonicola* M'COY.

Carbonicola aquilina SOWERBY (teste W. HIND).

Ich bin im Zweifel gewesen, ob es nicht möglich ist, ähnlich wie CLESSIN alle heutigen deutschen Unionen zur *U. cygnea* stellt, auch unter einer Spezies alle jungpaläozoischen Formen mit bezahntem Schloßrande zu vereinigen. Ich glaube aber doch, da einzelne recht erhebliche Abweichungen zeigen, hiervon absehen zu müssen. Als Typus des Kreises mögen die HINDschen Figuren 2, 4, 6, 23, 24, 26—29 auf Tafel IX, 2—4, 16, 19—22 auf Tafel X dienen. Sie zeigen eine Muschel von etwas unregelmäßig ovalem Umriß, die größte Höhe liegt unter dem Schloß, bzw. auch etwas dahinter bis zur Mitte. Das Schloß selbst liegt, den oft leicht im Wirbel geknickten Schloßrand meist etwas überragend, in etwa $^1/_3$—$^1/_5$ der Gesamtschalenlänge. Der Vorderrand geht in unregelmäßiger Rundung in den Unterrand über; nur selten bildet er eine rammspornähnliche Form (IX, 4, 32, 33). Der Unterrand steigt nach seinem hinteren Ende stets bald mehr, bald minder an. Der Hinterrand ist entweder zugerundet oder auch schief abgestutzt, so daß dann Unter- und Hinterrand unter spitzem Winkel zusammenstoßen. Bezahnung: vorderer Seitenzahn, wenn überhaupt vorhanden, äußerst selten wahrnehmbar. Kardinalzahn meist entwickelt, hinterer Seitenzahn als Leistenzahn stets vorhanden. Eindrücke des vorderen und hinteren Adductors meist wahrnehmbar, ersterer nahe am Schalenrande, daneben noch gelegentlich ein vorderer Hilfsadductor. Ein Kiel, der vom Schloß zur hinteren unteren Schalenecke verläuft, ist fast immer vorhanden. Die Schalenoberfläche zeigt meist nur Anwachsstreifen.

Die Größe unserer deutschen hierher zu zählenden Exemplare geht etwa bis zu 4 cm herauf; im Durchschnitt sind sie 1,5—2,5 cm lang. Mit zunehmendem Alter rückt das Schloß

scheinbar mehr nach vorn, da die auf dem vorderen Schalenteil sehr eng gestellten Anwachsstreifen hinten zu divergieren beginnen.

Ich stelle hierher auch solche Formen[1]) wie die, welche GOLDFUSS auf Tafel CXXXI als Figur 18, 19, KONINCK auf Tafel H als 2, 3, sowie auf Tafel I unter 8, 10, 14, KING — in: Annals and magazine of natural history, second series, XVII — auf Tafel IV unter 1 und 5 abbildet. Ebenso vereinige ich unter dem Vorbehalt, daß die Abbildungen wahrheitsgetreu sind (vgl. hierzu die Fußnote 1 auf S. *447*), mit *C. aquilina* LUDWIGs Figuren — Palaeontographica VIII — auf Tafel IV, Fig. 7 und 16 und LXXI, Fig. 15, 16, 18, 19, 21 und LXXII, Fig. 1 – 4 und Palaeontographica XI, Tafel XXII, Fig. 8. Von den von mir beschriebenen und abgebildeten Formen vereinige ich die als C. *Goldfussiana*, *carbonaria* bezeichneten ebenfalls mit diesem Formenkreis.

Carbonicola thuringensis GEINITZ.

Die Selbständigkeit dieses Formenkreises möchte gegenüber der Variabilität der *C. aquilina* vielleicht zweifelhaft erscheinen. Indessen haben mir viele alte Formen vorgelegen, bei denen das Verhältnis der Länge zur Höhe, die Lage des Schlosses so sehr von der eben besprochenen *C. aquilina* abweicht, daß die Selbständigkeit gesichert erscheint.

Das Schloß liegt zwar nie unmittelbar am Vorderende, aber stets sehr weit vorn, etwa in $^1/_8$ der Gesamtlänge. Der Unterrand ist meist gerade oder höchstens unwesentlich auswärts gekrümmt und läuft dem Schloßrande parallel. Vorder- und Hinterrand sind von der *C. aquilina* nicht unterscheidbar. Die Form erhält aber durch das weit vorn liegende Schloß ein viel schlankeres und schmaleres Aussehen, außerdem scheint die Höhe nie so groß zu sein wie bei *C. aquilina.* Der Kiel tritt selten mit Deutlichkeit hervor. Bei alten Exemplaren erscheinen auf dem hinteren Schalenteile häufig neben den Anwachsstreifen runzelige Anwachswülste. Die Schloßzähne sind meist ebenso ausgebildet wie bei *C. aquilina*, ebenso auch die Muskeleindrücke, wenn auch der hintere Adductor meist weiter hinten seine Anhaftstelle hat.

---

[1]) Es soll hierdurch die Selbständigkeit der Spezies im Sinne des Autors an sich nicht im mindesten angetastet oder beeinträchtigt werden, da sich mein Vorschlag nur auf deutsche limnische Vorkommen beziehen soll.

Carbonicola acuta SOWERBY.

Der vordere Schalenteil ist rundlich, der hintere besitzt dadurch, daß der Unterrand empor-, der im Wirbel geknickte Schloßrand abwärts strebt, die Form eines mehr oder minder spitzen, manchmal sogar gleichschenkligen Dreiecks. Bei dieser Form tritt zuweilen auch noch ein kurzer leistenförmiger Vorderzahn auf; der hintere Seitenzahn ist meist entsprechend gekürzt; die Muskeleindrücke sind normal. Die ganze Muschel ist meist kleiner als die beiden vorigen Formen.

Hierher wären auch die von HIND als *C. robusta* abgebildeten Formen zu stellen.

Carbonicola sarana[1]) mihi.

Für diesen Formenkreis muß ich zur Vermeidung von Verwechselungen eine neuere Bezeichnung wählen, da die früheren Speziesnamen sowohl für fossile wie auch rezente Formen angewendet werden — vgl. den Kleindruck auf S. 240 im Zentralblatt für Mineralogie usw. 1908, Heft 8. Der Umriß der Schale ist beinahe parallelepipedisch, die Gesamtlänge höchstens doppelt, meist eineinhalbmal so groß als die Höhe. Schloß- und Unterrand sind fast stets ganz gerade und nahezu einander parallel; der Hinterrand bildet mit dem Unterrand einen Winkel von etwa 70°, mit dem Oberrand einen solchen von 110°. Der Vorderrand ist unregelmäßig zugerundet und im allgemeinen weniger stark auswärts gekrümmt als sonst bei diesen Muscheln. Daher entsteht eine Form, die fast rhombisch zu nennen ist. Die Muschel ist meist nur flach gewölbt. Kardinalzahn selten beobachtet, der hintere Seitenzahn als Leiste auf dem Schloßrande gewöhnlich deutlich. Muskeleindrücke habe ich nicht beobachten können.

Die Größe überschreitet 1,5 cm bei den Exemplaren, die mir von verschiedenen Vorkommen vorgelegen haben, nicht.

Neben diesen durch zahlreiche Funde aus deutschen limnischen Carbon- und Dyasbildungen belegten Formenkreisen kommen vielleicht höchstens noch zwei Formen in Betracht,

---

[1]) Nach einer liebenswürdigen Mitteilung von Herrn Professor Dr. E. ZIMMERMANN ist das Adjektiv *saranus* gebräuchlicher als die von mir ursprünglich angewandte Form *saravanus*.

darunter die *C. palatina* mihi, die sich nicht ohne weiteres in die genannten großen Formenkreise einreihen lassen. Da aber bisher immer nur wenige solche Muscheln bekannt geworden, oft sogar nur 1 oder 2 Exemplare, so möchte ich vorläufig davon absehen, sie ebenfalls als Typen größerer Formenkreise anzusprechen, zumal man bei einigermaßen gutem Willen diese Spezies als Unter- oder Nebenformen bzw. Variationen eines der obigen Formenkreise auffassen kann. So läßt sich die *C. palatina* mihi dann an *C. aquilina* anschließen, wenn man annimmt, daß der Unterrand sich auch etwas einwärts krümmen kann. Derartiges zeigen z. B. auch die HINDschen Figuren 3, 5, 11 auf Tafel X, so daß man bei dem großen Variationsvermögen dieser Form derartige Abweichungen noch mit gutem Gewissen verantworten kann. Ebenso kann man die von mir als *C. nucularis* bestimmten Stücke aus Mährisch-Ostrau unbedenklich zu *C. aquilina* stellen.

Genus *Palaeanodonta* AMALITZKY.

Durch Verlust der Schloßelemente geht die Gattung *Carbonicola* in *Palaeanodonta* über.

Diese Vereinfachung ging, wie es scheint, langsam vonstatten, und zwar hielt sich am längsten der hintere leistenförmige Seitenzahn, der nur ganz allmählich verschwindet, manchmal vielleicht als Ligamentleiste auch noch persistiert. Doch könnte auch andererseits die Leiste, die als Anhaftstelle für das äußere Ligament angesprochen wird, so zu erklären sein, daß sie sich erst nach Verlust der Schloßzähne stärker ausbildete, weil nunmehr bei dem Fehlen des Schloßscharniers die Notwendigkeit einer stärkeren Verbindung der beiden Schalen vorlag als früher, wo ein großer Teil des Zusammenhaltes dem jetzt obliterierten Schloß zufiel.

Der Verlust selbst ist entweder als Rückbildung bzw. Regression zu deuten oder als eine Vereinfachung, die dadurch möglich wurde, daß die bezahnten Muscheltiere sich an Stellen ansiedelten, wo die Strömung schwächer war, oder daß sie in Altwässer oder Seen einwanderten, wo auch infolge geringerer Strömung nicht mehr die Notwendigkeit einer so festen und innigen Verbindung der beiden Klappen vorlag.

Dieser Verlust des Schlosses trat bei allen zu den Anthracosiiden gerechneten carbonischen Zweischalern, bald früher, bald später, ein; denn wir haben in Deutschland im Mittel- bzw. Oberrotliegenden keine bezahnten Formen mehr. Da somit alle bezahnten Formen zahnlos werden, so werden wir unter den zahnlosen Paläanodonten auch anfänglich dieselben Formenumrisse wiederfinden wie bei *Carboni-*

cola, und erst später werden einige Formen sich herausbilden, welche wir nicht unmittelbar mit den Formenkreisen von *Carbonicola* in Beziehung zu setzen vermögen.

Im allgemeinen werden aber, wenigstens bei den Paläanodonten aus unseren deutschen Rotliegendbildungen die Unterschiede im Schalenumriß immer unbedeutender werden, so daß die Durchführung der Formenkreise der *Carbonicola*, namentlich die Unterscheidung der weniger differenten Formen wie *C. aquilina*, *C. thuringensis* und *C. acuta*, einige Schwierigkeiten bereiten wird. Es wird sich daher hier vielleicht empfehlen, die Variationsmöglichkeit etwas größer zu wählen.

Ebenso wird man, wenn man in den fossilen Paläanodonten Muscheln sieht, für die — abgesehen vom Klima — die gleichen Lebensbedingungen maßgebend gewesen sind wie für die heutigen Anodonten, bei der Bestimmung nicht zu engherzig vorzugehen haben und immer jedem einzelnen Tiere eine gewisse Variabilität, eine gewisse Formveränderungsmöglichkeit zugestehen müssen. Betrachtet man unter diesem Gesichtspunkte den Umriß der von BUCHNER als Subvarietäten oder Formen der einen einzigen Spezies *Anodonta cygnea* abgebildeten Muscheln und vergleicht dann damit den Umriß des großen Heeres der Zweischaler, die uns AMALITZKY als eine ganze Reihe selbständiger Spezies vorführt, dann sieht man, daß die Abweichungen der rezenten Subvarietäten bedeutender sind als die der selbständigen fossilen Spezies des russischen Forschers. Mir erscheint daher, die Richtigkeit des obigen Satzes vorausgesetzt, die Zersplitterung hier zu weit getrieben. An sich sind z. B. auch die Differenzen zwischen *Palaeanodonta Fischeri* (Fig. 35), *P. Okensis* (Fig. 28, 29), *P. Castor* (Fig. 40) und *P. subcastor* (Fig. 30) so heikel, daß man bei weniger gut erhaltenen Stücken sicher in Zweifel kommen muß, welcher Spezies das schlechterhaltene Stück zuzuweisen ist. Ich glaube daher, auch hier für unsere fast regelmäßig sehr schlecht erhaltenen Formen eine Vereinfachung vorschlagen zu müssen.

Nach meiner Auffassung würden folgende vier Formenkreise genügen:

Palaeanodonta Castor EICHWALD.

Dieser Formenkreis geht aus *C. aquilina*, *C. thuringensis* und *C. acuta* hervor. Er umfaßt alle Muscheln, die einen mehr oder minder ovalen Umriß besitzen. Die Lage des Wirbels schwankt zwischen $^1/_6$ und $^1/_3$ der Gesamtlänge; der

Kiel ist bald deutlich, bald auch nur angedeutet, Muskeleindrücke normal, gelegentlich eine wenig scharfe Ligamentleiste. Der hinter dem Kiel gelegene Schalenteil erscheint manchmal etwas eingesenkt, so daß am hinteren Schloßrande eine kleine Zuschärfung zu beobachten ist. Größe recht variabel, jedoch meist nicht über 3 cm Länge hinausgehend. Die größte Höhe der Muschel liegt unter oder nur wenig hinter dem Wirbel.

Es wären hierher außer den oben genannten Formen AMALITZKYs noch zu stellen: *P. bicarinata* KEYSERLINGK, *P. Fritschi*, *P. faba*, *P. Posepnyi* und *P. sphenoides*[1]) mihi.

Palaeanodonta Verneuili AMALITZKY.

Der vorigen Form sehr ähnlich, nur daß der Unterrand sich stets einwärts krümmt. Ob man in diesem Formenkreis einen durchaus selbständigen zu erblicken hat oder ihn, wie ich es bei *C. palatina* tat, an den vorigen anschließen kann, erscheint fraglich. Während aber die *C. palatina* ziemlich vereinzelt dasteht, haben wir hier wenigstens zwei Spezies, darunter die ziemlich verbreitete namengebende, so daß vorläufig die Selbständigkeit gesichert erscheint. Hierher stelle ich auch meine *P. Petraschecki.*

Palaeanodonta Ernae mihi.

Diese, wenn auch bisher in unseren deutschen Ablagerungen ziemlich vereinzelt dastehende Spezies glaube ich doch als einen selbständigen Formenkreis beibehalten zu müssen, da sie im Umriß und der Lage des Wirbels von *B. Castor* erheblich abweicht. Der Wirbel liegt stets hinter dem ersten Drittel der Gesamtlänge, häufig fast in der Mitte. Vorder-, Unter- und Hinterrand bilden fast einen Halbkreis, dessen Mittelpunkt etwas über dem Wirbel liegt. Wölbung der Schale ist ziemlich erheblich; Anwachsstreifen und starke Anwachswülste sind reichlich vorhanden; ein Kiel fehlt. Gesamtlänge etwa 2 cm. Die Form hat unter den bekannten *Carbonicola*-Arten keinen Vorgänger, so daß sie als eine selbständig erst nach Verlust der Schloßelemente aus *P. Castor* hervorgegangene zu bezeichnen ist.

---

[1]) Diese Form vermittelt vielleicht den Übergang zu dem Genus *Najadites.*

Palaeanodonta parallela AMALITZKY.

Diese Form ist aus der *C. sarana* hervorgegangen, die sich nach Verlust des Schlosses streckt, so daß das Verhältnis zwischen Länge und Höhe, das bei *C. sarana* eigentlich nicht über 2 : 1 hinausgeht, hier oft bis zu 5 : 1 steigt. Immer bleiben aber Schloß- und Unterrand gerade und einander fast parallel, der Hinterrand ist ebenfalls meist gerade und steigt in einem Winkel von etwa 70° zum Schloßrande empor. Der Vorderrand ist verschieden gestaltet. Kiel und Ligamentleiste vorhanden oder auch fehlend. Länge bis zu 3 cm. Hierher wäre auch die *P. rectangularis* AMALITZKY zu stellen.

Diese Ausführungen beziehen sich in erster Linie, ja fast ausschließlich auf das limnische Jungpalaeozoicum Deutschlands, wie ich nochmals betonen möchte. Inwieweit sie auch auf die in paralischen Carbonbildungen vorkommenden Zweischaler anwendbar sind, bleibe einer weiteren Spezialuntersuchung vorbehalten.

Zum Schluß habe ich mich noch über die Frage der Horizontalbeständigkeit der einzelnen Formen (nicht Formenkreise) oder Varietäten zu äußern. Es mag den Anschein erwecken, als ob durch die vorliegenden Ausführungen die Horizontalbeständigkeit geleugnet oder in Zweifel gezogen werden solle. Demgegenüber stelle ich fest, daß Spezialuntersuchungen an den Faunen der einzelnen Vorkommen stets eine gewisse Reihenfolge im Auftreten der einzelnen Formen erkennen lassen, daß also mit Hilfe einer unzweideutig bestimmten charakteristischen Form oder besser einer Reihe von Formen das Alter einer Schicht stratigraphisch innerhalb eines Beckens bestimmbar ist. Naturgemäß wird aber die Reihenfolge des Auftretens der einzelnen Formen auch innerhalb Deutschlands nicht überall die durchaus gleiche, die Vergesellschaftung zu Faunen eine andere sein. Denn wir haben es ja immer mit Einzelbildungen, wenigstens im Rotliegenden, zu tun, die miteinander keinen Zusammenhang hatten. Es wird daher die Aufeinanderfolge der Entwicklungsreihen in den einzelnen Becken nur im großen und ganzen übereinstimmen, in Einzelheiten aber Abweichungen zeigen, die ein Spezialstudium aber zutage zu fördern imstande ist. Die Abweichungen in den Einzelheiten werden um so geringer sein, je näher die Vorkommen aneinander liegen, — um so größer, je weiter sie voneinander entfernt sind. Es wird daher möglich sein, die einzelnen Vorkommen

Böhmens durch Vergleichung der Faunen zu parallelisieren, nicht aber z. B. Niederschlesien und die Saarbrücker Gegend. Andererseits wird es auch nicht angängig sein, Nieder- und Oberschlesien miteinander in Beziehung zu setzen, da das eine limnischer, das andere paralischer Entstehung ist.

Im allgemeinen läßt sich sagen, daß die Schwierigkeiten, auf Grund der Muschelfaunen Schichten zu parallelisieren, im Osten Deutschlands, besonders in Niederschlesien, nach meinen Erfahrungen gering sind, daß sie aber wachsen, je weiter man nach Westen fortschreitet. Es scheint mir das seinen Grund darin zu haben, daß im Osten die Verbindung mit dem Meere erst spät unterbrochen worden ist. So weisen in Niederschlesien noch die Waldenburger Schichten i. e. S. Anklänge an eine Verbindung mit dem offenen Meere auf. Im Saarrevier sind aber zweifellos die Verbindungen viel früher unterbrochen, da hier die varistische Faltung schon früher einsetzte und das Meer zum Rückzuge nach Norden zwang. Denn bereits im oberen Untercarbon haben wir hier im Süden sicher Festland oder doch mindestens nur noch Küstennähe anzunehmen, wie das Steinkohlenvorkommen von Diersburg-Berghaupten in Baden beweist, das nach den Pflanzenfunden dem Ostrauer Carbon gleichsteht, also noch dem untersten Obercarbon angehört, einer Zeit, wo in Niederschlesien noch marine Bildungen zur Ablagerung gelangt sind, wo die negative Bewegung des Meeres eben erst einzusetzen beginnt.

Die Anpassungsfähigkeit an andere Lebensbedingungen ist es, die die Veränderung dieser Formen hervorbringt. Je länger daher dieselben äußeren Bedingungen auf eine solche Fauna einwirken, desto geringer werden die Veränderungen sein, die die Fauna noch durchmacht. Im Saarrevier haben wir schon lange einen großen kontinentalen Binnensee zu einer Zeit anzunehmen, wo wir im Osten erst allerdings bereits völlig ausgesüßte Lagunen oder Haffe noch in Küstennähe haben. Es werden dementsprechend zu gleicher Zeit im Westen bereits die Muscheln ihre Anpassung an die gegen ehedem geänderten Lebensbedingungen zu Ende geführt haben, während wir im Osten sie noch in der Umwandlung begriffen sehen. Ich fasse das eben Gesagte zusammen: Seit je kürzerer Zeit die Verbindung mit dem Meere unterbrochen, desto differenter werden in ihrem Äußeren die einzelnen Formen noch sein, desto eher wird man sie zur Horizontierung benutzen können. Andererseits bedingt eine lange Unterbrechung der Verbindung mit dem Meere, daß die Formen bereits sehr indifferent und äußerlich ununter-

scheidbar geworden sind und somit für die Horizontierung nicht mehr den vollen Wert besitzen. Immerhin wird aber auch in solchen Becken die Vergleichung des Gesamtbildes der Fauna stratigraphische Schlüsse zulassen, wenn auch naturgemäß hier für die Sicherheit der Parallelisierung weitere Momente mit herangezogen werden müssen. Stratigraphisch wertlos sind nur die Funde einzelner Paläanodonten derselben Spezies oder Form, während eine sich aus verschiedenen Formenkreisen der Genera *Carbonicola* und *Palaeanodonta* zusammensetzende Fauna stets zu vollwertigen Schlüssen des geologischen Alters einer Schicht berechtigt. Die gegenteilige Ansicht früherer Zeiten ist durch die Unsicherheit der Bestimmung an sich, die vielfach in der mangelhaften, oft noch obendrein allzu phantasievollen Wiedergabe der einzelnen Spezies seitens der Autoren ihre Erklärung findet, andererseits darin begründet, daß man nie die gesamte Fauna verglichen und daraus seine Schlüsse abgeleitet hat, sondern daß man sich auf einen einzelnen Fund zu stützen suchte.

Leitfossile im Sinne einer *Calceola sandalina*, einer *Avicula contorta*, eines *Stringocephalus Burtini* sind die Antracosiiden zwar nicht, aber stratigraphisch wertlos sind sie auch nicht, wenn man nicht ein einzelnes Individuum, sondern die gesamte Vergesellschaftung zu einer Fauna, die sogenannte Tiergesellschaft, betrachtet.

---

37. Nochmals das Silur im Kellerwalde.

Von Herrn R. Lepsius.

Darmstadt, den 8. Juni 1910.

In der jüngst erschienenen Nr. 3 dieser Monatsberichte haben A. Denckmann und O. H. Erdmannsdörffer sich über meine Bedenken geäußert, die ich im Notizblatt für 1908 gegen A. Denckmanns Silur im Kellerwalde erhoben hatte. Da beide Herren keine sachlichen neuen Gesichtspunkte in ihren Entgegnungen aufstellen, kann ich nur wiederholen: Solange A. Denckmann sein neues System von Silurstufen im Kellerwalde nicht durch eine Beschreibung von charakteristischen Silurfossilien beglaubigt hat, muß die ältere Auffassung bestehen bleiben, welche diese Schichten in das Devon gestellt

hat. Nur durch die von A. Denckmann im Kellerwalde aufgefundenen Graptolithen und die *Cardiola interrupta* sind an einigen Punkten im Kellerwalde Silurschiefer wie im Harze nachgewiesen; alle seine übrigen Silurschichten schweben in der Luft, solange keine bestimmten, charakterisierten Silurfossilien daraus bekanntgemacht werden.

O. H. Erdmannsdörffer findet eine petrographische Ähnlichkeit zwischen dem Bruchberg-Acker-Quarzit auf dem Harz und dem „Wüstegarten-Quarzit“ Denckmanns im Kellerwalde. Da A. Denckmann aus seinem Wüstegarten-Quarzit kein einziges Silurfossil angegeben oder beschrieben hat, werden sowohl diese Quarzite wie die Bruchberg-Acker-Quarzite so lange als devonisch bestehen bleiben müssen, bis ein anderes Alter durch charakteristische Fossilien nachgewiesen ist. O. H. Erdmannsdörffer nennt kein Silurfossil aus den Bruchberg-Acker-Quarziten des Harzes.

Jeder Geologe, der den Kellerwald kennt, wird mir zugeben, daß in diesem niedrigen Waldgebirge mit seinen wenig tief eingeschnittenen Tälern und mit seinem Mangel an Fossilien die Lagerung des äußerst komplizierten präcarbonischen Gebirges nicht erkannt werden kann mit einer solchen Sicherheit, daß dabei auf leitende Fossilien verzichtet werden kann.

A. Denckmann gibt an, daß die „Gesamtmächtigkeit“ des Devons im Kellerwalde (vom Ober- bis ins Unterdevon, Siegener Grauwacken) zwischen 6 und 15 m betrage; „dieses zweifellos geringmächtige Devon wird von meiner Silurschichtenfolge unterlagert“. Also im kleinen Kellerwalde soll das ganze Devon (Unter- bis Oberdevon!) eine Mächtigkeit von 6—15 m besitzen; dagegen in dem großen Niederrheinischen Schiefergebirge und im Harze besitzt dasselbe Devon eine Mächtigkeit von mehreren tausend Metern. Der Kellerwald ist doch ein Teil, und zwar ein sehr kleiner Teil, des seit 100 Jahren durchforschten und daher im ganzen recht gut bekannten präcarbonischen Devongebirges, das von Nordfrankreich bis Rußland durchzieht. A. Denckmann müßte zuerst nachweisen, warum das Devon im Kellerwalde nur 6—15 m, dagegen in dem anstoßenden Niederrheinischen Schiefergebirge 2000 bis 3000 m mächtig ist. Die Methode der Untersuchung im Kellerwalde müßte also den umgekehrten Weg einschlagen, den A. Denckmann gegangen ist: nicht der Kellerwald mit seinen sehr schlechten Aufschlüssen und seinem Mangel an Fossilien ist für das Niederrheinische Schiefergebirge und für den Harz maßgebend, sondern umgekehrt: der Bau dieser beiden großen Gebirge mit ihren überall durchziehenden Falten-

überschiebungen, und das präcarbonische System der Stufen, gestützt durch seit einem Jahrhundert dort fleißig gesammelte und sorgfältig beschriebene Fossilien, muß angewendet werden auf den Kellerwald.

Solange DENCKMANNs neues Silursystem auf den Kellerwald beschränkt blieb, konnte man schweigen und anerkennen, daß A. DENCKMANN dieses undurchsichtige kleine Waldgebiet wenigstens durch einige Graptolithen und die *Cardiola interrupta* belebt hat. Aber sobald DENCKMANNs gesamtes und im einzelnen unbewiesenes Silursystem die Grenzen des Kellerwaldes überschritt und in das Dillgebiet durch EM. KAYSER und in den Harz durch O. H. ERDMANNSDÖRFFER übertragen werden sollte — nach beiden Seiten ohne eine Spur von Silurfossilien — mußte ich im Interesse der Geologie von Deutschland gegen diese Versuche protestieren, damit wir nicht in ein neues „Hercyn“ zurückfallen, an dem die deutsche Geologie lange genug gelitten und unnütze Zeit und Kräfte verloren hat. Wir erwarten zunächst, daß A. DENCKMANN die angebliche Silurfauna aus seinen verschiedenen Silurstufen des Kellerwaldes veröffentlicht — selbst seine Graptolithen sind bisher nicht genauer bestimmt worden; als einzige sichere fossile Art nennt A. DENCKMANN die *Cardiola interrupta*, welche bekanntlich aus dem Harze schon von A. ROEMER als ein typisches Silurfossil beschrieben wurde[1]). Sonst nennt A. DENCKMANN nur einige zweifelhafte Fossilreste, ohne ihre Arten zu beschreiben. Mit einem so dürftigen Fossilmaterial kann man nichts beweisen, kann A. DENCKMANN keinen Geologen, der das präcarbonische Gebirge in Norddeutschland kennt, irgendwie überzeugen, daß das gesamte devonische Schichtensystem im Kellerwalde nur eine Mächtigkeit von 6—15 m besitzen soll. Diese angeblich so geringe Mächtigkeit des gesamten Devons im Kellerwalde rührt vermutlich daher, daß erstens A. DENCKMANN dem Devon, und zwar besonders dem Mitteldevon, den größten Teil seiner Schichten nimmt und sie in sein angebliches Silursystem stellt; zweitens aber daher, und zwar hauptsächlich, daß die außerordentlich starken und häufigen Überschiebungen, Auswalzungen und Verquetschungen des präcarbonischen Faltengebirges, wie wir sie aus den guten Aufschlüssen im Harze kennen, in dem waldbedeckten, niedrigen Kellerwalde nicht erkannt und auf keine Weise auf längere Strecken hindurch verfolgt werden können.

[1]) Siehe die Darstellung der Harzer und ostthüringischen Silurschichten im II. Bande meiner Geologie von Deutschland 1910.

Neueingänge der Bibliothek.

ANDRÉE, K.: Zur Kenntnis der Crustaceen-Gattung *Arthropleura* JORDAN und deren systematischer Stellung. Habilitationsschrift bei der Universität Marburg. Stuttgart 1910.

BEHLEN, H.: Die Steedener Höhle Wildscheuer. S.-A. aus: Annalen des Vereins f. Nassauische Altertumskunde f. Geschichtsforschung **39**, 1909. Wiesbaden 1909.

BLANCKENHORN, M.: Vorlage eines fossilen Menschenzahns von der SELENKA-Trinil-Expedition auf Java. S.-A. aus: Zeitschr. f. Ethnologie, H. 2, 1910. Berlin 1910.

BLASCHKE, F.: Geologische Beobachtungen aus der Umgebung von Leutschach b. Marburg. S.-A. aus: Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Nr. 2. Wien 1910.

BÖHM, A., EDLER VON BÖHMERSHEIM: Abplattung und Gebirgsbildung. (Verlag von FRANZ DEUTICKE in Leipzig u. Wien 1910.)

BORNHARDT, W.: Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. Archiv f. Lagerstättenforschung, H. 2. Herausgegeben von der Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt Berlin 1910.

BRANCA, W.: Vulkane und Spalten. Mexiko 1907.

— Widerlegung mehrfacher Einwürfe gegen die von mir vertretene Auffassung in der Spaltenfrage der Vulkane. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1909, Nr. 4 u. 5. Stuttgart 1909.

— Über die Abtrennung der Paläontologie von der Geologie. Naturwissensch. Wochenschr., N. F. Bd. IX, Nr. 8. Jena 1910.

COCKERELL, T. A. D.: Descriptions of Tertiary Plants. I u. II. From the American Journal of Science, vol. XXVI, 1908. New Haven 1908.

— Descriptions of Tertiary Insects. Part I, V u. VI. From the American Journal of Science, vol. XXVI u. XXVII, 1908 u. 1909. New Haven 1909.

DIETRICH, W. O.: *Ensigervilleia*, eine neue Gervilliengruppe aus dem oberen weißen Jura von Schwaben. S.-A. aus: Zentralbl. f. Min., Nr. 8, 1910. Stuttgart 1910.

DUCLOUX, E. H.: La Enseñanza de la Química en la Universidad Nacional de la Plata. Extraido de Archivos de Pedagogía y Ciencias Afines. Buenos Aires 1909.

ETZOLD, F.: Zwölfter Bericht der Erdbebenwarte. S.-A. aus: Ber. d. Mathem.-Physik. Klasse d. Kgl. Sächs. Gesellsch. d. Wissensch. zu Leipzig **62**. Leipzig 1910.

FISCHER, H.: Beitrag zur Kenntnis der unterfränkischen Triasgesteine. S.-A. aus: Geognost. Jahreshefte XXI, 1908. München 1908.

— Über ein Vorkommen von Jugendformen des *Ceratites compressus* (SANDB.) E. PHIL. bei Würzburg. S.-A. aus: Geognost. Jahreshefte XIX, 1906. München 1906.

HAARMANN, E.: Über den Piesberg-Sattel bei Osnabrück. S.-A. aus: Monatsber. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. **61**, Nr. 4. Berlin 1909.

— Über doppelte Lobenlinien bei Ceratiten. S.-A. aus: Monatsber. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. **62**, Nr. 2. Berlin 1910.

— Exkursionen nach dem Hüggel und dem Piesberg bei Osnabrück am 16. u. 17. April 1909. S.-A. aus: 2. Jahresber. d. Niedersächsischen Geol. Vereins zu Hannover 1909.

— Die Eisenerze des Hüggels bei Osnabrück. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geologie XVII, H. 8, 1909. Berlin 1909.

Häberle, D.: Cirripedier (?) aus der alpinen Trias. S.-A. aus: Monatsber. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. **62**, Nr. 1, 1910. Berlin 1910.

— Über das Vorkommen von Kugelbildungen in verschiedenen Gesteinen der Rheinpfalz. S.-A. aus: Pfälzische Heimatkunde, Jahrg. VI, 1910. Kaiserslautern 1910.

v. Huene, F., u. R. S. Lull: Neubeschreibung des Originals von *Nanosaurus agilis* Marsh. S.-A. aus: N. Jahrb. Min., Bd. I, 1908. Stuttgart 1908.

Jahnke, E.: Mathematische Forschung und Technik. Festrede zur Feier des Geburtstages Sr. Majestät am 27. Januar 1910 bei der Bergakademie zu Berlin. Berlin 1910.

Krause, P. G.: Über einen fossilführenden Horizont im Hauptterrassendiluvium des Nieder-Rheins. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. XXX, T. II, H. 1, 1909. Berlin 1909.

Lee Greene, Edward: Landmarks of Botanical History. A. Study of Certain Epochs in the Development of the Science of Botany. Smithsonian Miscellaneous Collections, Part of vol. **54**. Washington 1909.

Lull, S.: Dinosaurian Distribution. From the American Journal of Science, vol. XXIX, 1910. New Haven 1910.

— Restoration of Paleolithic Man. From the American Journal of Science, vol. XXIX, 1910. New Haven 1910.

— The Armor of *Stegosaurus*. From the American Journal of Science, vol. XXIX, 1910. New Haven 1910.

Meyer, Erich: Das Faltungsgebiet des Flämings bei Wittenberg und Coswig i. Anhalt und der Nachweis seiner zweimaligen Vereisung. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, XXX, T. II, H. 2. Berlin 1910.

Oestreich, K.: Die Oberfläche des Rheinischen Schiefergebirges. S.-A. aus: Handlinger van het XII. Congres. Utrecht 1909.

— Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges. S.-A. aus: Petermanns Geogr. Mitteil., H. 4, 1908 und H. 3, 1909. Gotha 1909.

Picard, E.: Über den Unteren Buntsandstein der Mansfelder Mulde und seine Fossilien. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, XXX, T. I, H. 3. Berlin 1910.

Pogue, I.: On Sand-Barites from Kharga, Egypt. S.-A. aus: From the Proceedings of the U. S. Nat. Mus. **38**. Washington 1910.

Schucht, F.: Über die säkulare Senkung der deutschen Nordseeküste. S.-A. aus: Jahresber. der Männer vom Morgenstern XI, 1908/09. Hannover 1910.

Shackleton, E. H.: 21 Meilen vom Südpol, Bd. III. Die wissenschaftlichen Resultate der Expedition. Berlin 1910.

Simionescu, J.: Le Jurassique de Dobrogea. Extrait de la Revue: Annales Scientifiques de L'Université de Jassy 1909.

— Studii Geologice si Paleontologice din Dobrogea. Academia Română, Publicatiunile Fondului vasile Adamachi, Nr. XXV. Bukarest 1910.

Spethmann, H.: Lübeck. Ein landeskundlicher Grundriß. S.-A. aus: Mitteil. d. Geogr. Gesellsch. u. d. Naturhist. Museums in Lübeck, 2. Reihe, H. 24, 1910. Lübeck 1910.

— Der zweite Teil von C. Gagels Arbeit: Zur Geologie Schleswig-Holsteins. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1910, Nr. 7. Stuttgart 1910.

Spriestersbach, Julius: Geologisches aus dem Gebiete des Lenneschiefers. Neue Westdeutsche Lehrerzeitung, XV. Jahrg., Nr. 52. Elberfeld 1910.

Monatsberichte
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Nr. 7. **1910.**

Protokoll der Sitzung vom 6. Juli 1910.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt dem Schriftführer das Wort zur Verlesung des Protokolls der letzten Sitzung. Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten

Herr Bergreferendar SEMMEL, Gera (Reuß), Moritzstr. 11, vorgeschlagen von den Herren RAUFF, SCHEIBE, BEYSCHLAG.

Herr Kgl. Oberbergamtsmarkscheider C. FREMDLING, Dortmund, Knappenbergerstr. 108, vorgeschlagen von den Herren BAERTLING, MESTWERDT und W. E. SCHMIDT.

Herr W. C. KLEIN, Bezirksgeologe für Süd-Limburg, in Heerlen, Niederlande, vorgeschlagen von den Herren WUNSTORF, FLIEGEL und VAN WATERSHOOT VAN DER GRACHT.

Herr ADOLF RIEDEL, cand. geol., Braunschweig, Gaussstr. 25 und

Herr HANS KRAUSS, cand. geol., München, Luisenstr. 17, beide vorgeschlagen von den Herren BROILI, ROTHPLETZ und G. SCHULZE.

Der Vorsitzende legt die eingegangenen Druckschriften vor und erteilt Herrn TORNIER das Wort zu seinem Vortrage: „Gegen neuere Diplodocus-Arbeiten“[1]).

An der Diskussion beteiligen sich Herr STREMME und der Vortragende.

---

[1]) Der Vortrag wird als briefliche Mitteilung im nächsten Bericht erscheinen.

Dann sprach Herr RANGE **zur Geologie des Namalandes (Deutsch-Südwestafrika).**

Über die im Namaland auftretenden Formationen ist in dieser Zeitschrift im Jahrgang 1909, Bd. **61**, Monatsber. Nr. 2 berichtet. Die rein wissenschaftliche Tätigkeit wurde naturgemäß dadurch eingeschränkt, daß man von dem im Neulande arbeitenden Geologen zunächst praktische Resultate erwartete. Wie an oben genannter Stelle ausgeführt ist, gliedern sich die Schichtensysteme des Namalandes wie folgt:

I. Primärformation.

Diese Primärformation ist wieder in drei Abteilungen zerlegt,

1. einen Gneisgranithorizont,
2. einen Gneisschieferhorizont,
3. einen Schieferhorizont.

II. Namaformation.

Diskordant auf den alten Schichten liegt ein etwa 2 Kilometer mächtiges System von Sedimenten, das ich, wie folgt, gegliedert habe:

6. Fischflußschiefer und Sandstein,
5. grüner Schiefer und heller Sandstein,
4. Schwarzkalk,
3. Kuibisquarzit,
2. Arkose,
1. Basalkonglomerat.

Ich möchte diese Gliederung jetzt insofern erweitern, daß ich die einzelnen Horizonte nicht mehr nur nach der petrographischen Beschaffenheit ihrer Leitschicht bezeichne, sondern ihnen Lokalnamen beilege, um eine abweichende Ausbildung in anderen Teilen des Schutzgebietes mit demselben Namen bezeichnen zu können. So soll jetzt Horizont 1 und 2 als Basalschichten zusammengefaßt werden. Nr. 3, Kuibisquarzit, wird Kuibisschichten genannt.

Der dritte Horizont sind die Schwarzkalkschichten (früher 4). Auf diese folgen die früher als 5 bezeichneten grünen Schiefer und hellen Sandsteine, welche jetzt den Namen Schwarzrandschichten erhalten sollen, da sie vorzugsweise an der Westseite des Schwarzrandes entwickelt sind. Der Name

Fischflußschichten bleibt bestehen. Die Schwarzrandschichten und Fischflußschichten rechne ich zu der oberen Namaformation, während ich die Basalschichten, Kuibisschichten und Schwarzkalkschichten als untere Namaformation zusammenfasse. Im übrigen wird auf die beigegebene Tabelle verwiesen.

III. Karooformation.

Der einzige sicher mit den im englischen Südafrika auftretenden Formationen zu parallelisierende Horizont ist das Glazialkonglomerat der Karooformation. Über seine Entdeckung ist in dieser Zeitschrift 1908, Bd. **60**, Monatsber. Nr. 3 berichtet. Ich muß unter allen Umständen daran festhalten, daß ich das Konglomerat zuerst richtig gedeutet habe. Denn wenn auch HARTMANN etwa gleichzeitig zwischen Rundklippgeröllen und Plattklippgeröllen unterschieden hat, so war ihm doch entgangen, daß eben seine Rundklippgerölle dem Glazialkonglomerat angehörten. Ebensowenig hat LOTZ in seiner Mitteilung (diese Zeitschrift 1907, Monatsber. Nr. 8) eine Angabe über das Auftreten des Glazialkonglomerats gemacht, er spricht nur von jüngeren Horizonten, die in der Umgebung von Keetmanshoop aufträten. Das erwähnt übrigens schon STROMER VON REICHENBACH 1896, der zur Karooformation gehörige Schiefertone als Slangkopmergel bezeichnet. GOTHAN spricht in dieser Zeitschrift 1908, Bd. **60**, Monatsber. Nr. 2 auf Grund zweier fossiler Hölzer, von denen er eines *Dadoxylon scleroticum* nennt, gleichfalls die Vermutung aus, daß die Hölzer der Karooformation angehören. Eine interessante Tatsache ergab die Bestimmung einiger Zweischaler, welche ich an Herrn SCHRÖDER gesandt hatte. Derselbe identifizierte sie mit *Eurydesma* sp., die in Karoohorizonten Indiens und Australiens vorkommt. Die Feststellung eines marinen Horizonts über dem Glazialkonglomerat ist neu für Südafrika. Die hangenden Schiefer und Sandsteine führen an verschiedenen Orten, so bei Keetmanshoop, Gellap, Daberas, Mukorub, Goamus und Kranzfontein Reste von Landpflanzen, doch ist es bisher noch nicht gelungen, etwas Brauchbares zu identifizieren.

Die Karooschichten gliedere ich vorläufig in:

Karoosandsteinschichten,
Eurydesma-Schichten,
Glazialschichten.

IV. Randliche Anlagerungen.

Im Jahre 1907 habe ich zuerst an der Küste gegenüber Sinclairs Island Horizonte beobachtet, die ein wesentlich jüngeres Alter haben mußten als alle mir bisher bekannt gewordenen Formationen. In der oben genannten Mitteilung von 1909 wurde damals die Vermutung ausgesprochen, daß es sich um Kreideschichten handeln könne. MERENSKY hat dann aus ähnlichen Horizonten 3 Fossilien, *Protocardium Hillanum, Zaria bonnei, Turitella meadii*, namhaft gemacht und parallelisiert dieselben der oberen Kreide, den Umtanvuna Series Südafrikas. Herrn J. BÖHM konnte ich jetzt einige von einigen anderen Herren und mir gesammelte Fossilien vorlegen, die ihn veranlassen, den Horizonten, denen diese Fossilien entstammen, oberoligocänes oder gar miocänes Alter zu geben. Es handelt sich um eine *Aturia*, einen Nautiliden, der vom Danien bis Miocän reicht, eine *Ostrea* geologisch jungen Alters und eine *Turritella*, welche der heute noch lebenden *T. ungulina* L. nahe verwandt ist. Diese *Turritella* ist das Leitfossil der Schichten. Da genauere Untersuchungen des Gebiets noch fehlen, ist es sehr wohl möglich, daß sowohl Kreide wie Tertiär dort auftritt, weil die beiden Fundstellen von Fossilien ca. 30 km auseinander liegen.

V. Die Deckschichten.

Zwei ausgedehnte mit jungen Landsedimenten erfüllte Gebiete sind im Süden des Schutzgebietes entwickelt. Einmal ist der die Küste begleitende Wüstenstreifen größtenteils von solchen bedeckt, und zweitens wird die große zentrale Senke, das Kalaharibecken, von ihnen gebildet. Die jungen Sedimente der Namib sind Kiesel- und Kalkkrusten, welche Schotterflächen oder flache Wannen im Urgebirg bedecken, oder Flugsanddünen. Die Schuttmassen der mit Detritus erfüllten Wannen zeigen oft bedeutende Mächtigkeit, so wurden in Bohrlöchern bis 95 m lose Aufschüttung durchsunken. Die Bohrproben ergaben Lehme, Mergel, Sande, Kiese, auch harte ehemalige Oberflächenkalkkrusten in stetem Wechsel und ließen erkennen, daß analoge klimatische Verhältnisse, die solche Ablagerungen bilden konnten, schon beträchtliche Zeit andauern. Das Flugsanddünengebiet zwischen Lüderitzbucht und Swakopmund gehört mit einer Längserstreckung von über 400 km und einer Breite von 20 bis 100 km zu den größeren Dünengebieten der Erde. Die Höhen der Dünen sind beträchtlich und erreichen bis 50 m. Der Gesamtwall fällt bisweilen

200 m steil ab, doch wird dann wohl in der Regel ein Gebirgskern darunter stecken, so daß die Sandmächtigkeit geringer ist.

Die Kalahari wurde im letztvergangenen Südsommer eingehend bereist, damit dort die Wassererschließung seitens der Regierungsbohrkolonnen einsetzen könnte. Die Karoo- und Fischflußschichten schießen mit flachem Einfallen nach Ost unter die Deckschichten ein oder haben schwebende Lagerung. In den hangendsten Sandsteinlagen derselben ist seitdem regelmäßig in 30 bis 60 m Tiefe Wasser erschroten. Die Deckschichten bestehen aus einem 30—60 m mächtigen Kalksandstein, der oft grobe Gerölle der Karoo- und Namaformation sowie der weiter nördlich anstehenden Primärformation enthält. Ich sehe ihn als fluviatile Bildung an. Darüber liegt im Süden zu langgestreckten Dünenzügen aufgehäuft, weiter im Norden und Osten ein flachwelliges Sandfeld bildend der Kalaharisand mit einer mittleren Mächtigkeit von 3 bis 5 m. Die Wasserlosigkeit der Kalahari rührt von der Wasserdurchlässigkeit der Oberflächenschichten her und kann nun, nachdem der geologische Bau des Gebietes erkannnt ist, unschwer behoben werden.

VI. Parallelisierung.

Die Aufnahmen erstrebten eine möglichst vollständige Parallelisierung der im deutschen Schutzgebiete auftretenden Horizonte mit denen des englischen Südafrika. Das Fehlen von Fossilien schloß die sonst übliche palaeontologische Methode aus. Wird nur nach petrographischer Ähnlichkeit parallelisiert, so sind selbst grobe Fehler nicht zu vermeiden. Erst eine von Nord nach Süd und Ost nach West durchgreifende Kartierung Südafrikas wird endgültig feststehende Resultate geben. Bisher konnte folgendes ermittelt werden: Das Glazialkonglomerat der Karooformation ist ein in beiden Gebieten auftretender Leithorizont. Die Fischflußschichten sind gleich den Swartmodder Series ROGERS, doch gibt er deren Stellung im Schichtensystem Südafrikas als unsicher an. Höchstwahrscheinlich entspricht der nicht nur im Namaland, sondern auch im Norden der Kolonie weit verbreitete Schwarzkalk den Dolomite Series des Transvaal. Wenn das einmal durch fortlaufende Kartierung zweifellos festgestellt ist, liegt die Parallelisierung der Horizonte wesentlich einfacher. Die zur Primärformation gestellten Gesteine entsprechen den Zwaziland Series bzw. Namaqualand schists und Malmesbury beds. Danach

		Deutsch-Südwestafrika (Namaland)		Mächtigkeiten
Deckschichten		Alluviale Bildungen der Reviere und Pfannen, Flugsanddünen und Oberflächenkrusten der Namib		—
		Kalaharisand		ca. 5 m
		Kalaharikalksandstein bzw. Konglomerat		30—60 m
		Schichten mit *Turritella* cf. *ungulina* L., *Aturia* sp., *Ostrea* sp. u. a. bei Buntfeldschuhhorn		> 100 m
		Schichten mit *Protocardium hillanum*, *Zaria bonnei*, *Turritella meadii* beim Bogenfels		
Karooformation		Karoosandsteinschichten	milde, vorwiegend hellfarbige Sandsteine mit dünnen Lagen dunkeler Schiefertone, beide mit Landpflanzen, verkieselte Hölzer häufig	— 100 m
		Eurydesmaschichten	dunkle Schiefertone und dickbankige harte Sandsteine, lokal mit *Eurydesma* sp. und Fischresten, verkieselte Hölzer häufig	— 100 m
		Glazialschichten	Tillit und unmittelbar damit verknüpfte geflammte Sandsteine	— 200 m
Namaformation	obere	Fischflußschichten	Sandsteine, Schiefertone, Schieferletten, meist rötlich gefärbt, mit Wellenfurchen und Tongallen	— > 500 m
		Schwarzrandschichten	helle Sandsteine, graugrüne bis schwarze Tonschiefer	— 300 m
	untere	Schwarzkalkschichten	dunkler, schwach dolomitischer Kalk mit dunklen Schieferzwischenlagen	— 200 m
		Kuibisschichten	helle, milde Tonschiefer, wenig mächtig, dünnplattige, harte, graue bis rötliche Sandsteine, wenig mächtig, Dickbankiger Quarzit	— 300 m
		Basalschichten	Arkose Konglomerat	— 300 m
Primärformation		Schieferhorizont	—	—
		Gneisschieferhorizont	—	—
		Gneisgranithorizont	—	—

Eruptivgesteine	Kapkolonie	Transvaal	Europa
—	superficial deposits	—	Jetztzeit
—		—	Quartär
—		—	
—	—	—	Mitteltertiär
—	Umtanvuna Series	—	Cenoman
Kimberlite Karoodiabase Mandelsteindecken und saure Eruptiva ? Quarzporphyr des Groot-Brukaros	Ecca Series	Ecca Series	Rotliegendes
	—	—	Obercarbon
	Dwyka Series	Dwyka Series	
—	Zwartmodder Series	? Waterberg Series	Älteres Palaeozoicum
—	—	? Pretoria Series	
—	—	? Dolomite Series	
—	—	? Blackreef Series	
—	—		
intrusive Granite und andere alte und junge Eruptiv- gesteine verschie- denster Art	Malmesbury beds and Namaqualand schists	Swaziland Series	Archaicum
	—		
	intrusiv „the old granite“		

ist es jetzt schon möglich, unsere Formationen denen des britischen Südafrikas mit einiger Wahrscheinlichkeit gleichzuordnen (die beigegebene Tabelle gibt darüber Auskunft). Es kann an dieser Stelle keine eingehende Diskussion des Pro und Kontra gegeben werden; Näheres findet sich in meiner Arbeit, betitelt „Sketch of the Geology of German Namaqualand", welche in den Transactions of the Geological Society of South Africa 1910 erschienen ist. Auf die in den einzelnen Formationen auftretenden eruptiven Gesteine soll an dieser Stelle nicht näher eingegangen werden; das Wesentlichste findet sich gleichfalls in der Tabelle.

VII. Die Diamantlagerstätten.

Zum Schluß möchte ich mich noch kurz über die Diamantvorkommen bei Lüderitzbucht auslassen. Die Herkunft der Diamanten ist noch genau so unbekannt wie bei ihrer Entdeckung vor nunmehr reichlich zwei Jahren. Die verschiedenen Theorien, welche LOTZ und MERENSKY ausgesprochen haben, dürfen als bekannt vorausgesetzt werden. Herr SCHEIBE neigt, wie er in Vorträgen der letzten Zeit wiederholt betont hat, meiner Ansicht zu, daß primäre Lagerstätten, vermutlich Kimberlitschlote, entlang der heutigen Küste, vielleicht jetzt submarin oder auch von jungen Wüstensedimenten verhüllt, der aufbereitenden Wirkung der Meeresbrandung anheimgefallen und sekundär in den Kiesen, aus welchen sie heute gewonnen werden, abgelagert sind.

Die Bedeutung der Vorkommen ergibt sich aus den Produktionszahlen seit der Entdeckung der Diamantlagerstätten.

1908 . . .	67000 Karat	(inkl. Schürfsteine)
1909 . . .	486000	(inkl. Pomona)
1910 . . .	383000	(bis 31. Mai)

rund 936000 Karat im Werte von etwa 25 Millionen Mark.

Für 1910 sind ca. 900000 Karat Jahresproduktion zu erwarten, welche reichlich 20 Millionen Wert besitzen dürften. Das britische Südafrika produzierte 1907 ca. 5 Millionen Karat Diamanten. Es ergibt sich daraus, daß Deutschland mit einem knappen Fünftel an der Weltproduktion beteiligt ist. Da unsere Diamantlagerstätten nach dem Urteil aller Sachverständigen, die längere Zeit dort weilten, noch auf Jahrzehnte hinaus lohnenden Abbau in ähnlicher Höhe gestatten, so ist die Bedeutung des deutschen Diamantbergbaues durch obige Zahlen genügend charakterisiert.

Zur Diskussion sprechen Herr SCHEIBE, der Vortragende, Herr VON OHEIMB und der Vorsitzende.

Zum Schlusse trägt Herr STREMME vor: „Über den Durchbruch der Lüder durch den Fuldaer Graben.“

An der Diskussion beteiligen sich Herr SCHEIBE und der Vortragende.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

STREMME. RAUFF. BELOWSKY.

Briefliche Mitteilungen.

38. Hebung oder Senkung beim Rheinischen Schiefergebirge?

Von Herrn W. KRANZ.

Swinemünde, den 15. Mai 1910.

I.

Alle neueren Forschungen über das Rheinische Schiefergebirge verlangen eine mehrfache relative, horstartige Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges gegenüber seiner Umgebung[1]). Die Erosionsbasis muß öfters im Laufe namentlich der jüngeren Erdgeschichte tiefer gelegt worden sein, und es entstand die Frage, ob dies in der Hauptsache durch absolute Hebung des Gebirges selbst oder durch Senkung seiner Umgebung erfolgte.

[1]) PHILIPPSON: Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. Sitzungsber. Niederrh. Gesell. Nat. u. Heilk. Bonn 1899, Nat.-Sekt. 18. 9. 99, S. 48—50 und Verhandl. 7. international. Geographen-Kongresses Berlin 1899. — Ders.: Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. Verhandl. d. 14. Deutsch. Geographentages zu Köln 1903, S. 193—205. — OESTREICH: Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges. PETERMANNS Mitt. 1908, H. 4, S. 73 bis 78. — Ders.: Die Oberfläche des Rheinischen Schiefergebirges. Handelingen v. h. 12e. Natuur- en Geneesk. Congres 1909, S. 746 bis 752. — Ders.: PETERMANNS Mitt. 1909, H. 3, S. 57—62. — Ders.: Geologische und Geomorphologische Terrassenstudien. Diese Zeitschr. 1909, Monatsber. S. 157—161. — MORDZIOL: Dr. K. OESTREICHS Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges. PETERMANNS Mitt. 1908, H. 5. — Ders.: Beitrag zur Gliederung und Entstehungsweise des Tertiärs im Rheinischen Schiefergebirge. Diese Zeitschr. 1908, Monatsber. Nr. 11. — Ders.: Ein Beweis für die Antezedenz des Rheindurchbruchtals usw. Zeitschr. Ges. Erdkunde Berlin 1910, Nr. 2 und 3. — E. KAISER: Die Entstehung des Rheintals. Ges. Deutsch. Naturf. u. Ärzte, Verh. 1908. — Ders.: Ausbildung des Rheintals zwischen Neuwieder Becken und Bonn—Kölner Bucht. Verhandl. d. 14. Deutsch. Geographentages zu Köln 1903, S. 206 ff. — STEINMANN: Das Diluvium am Rodderberg. Sitzungsber. Niederrhein. Ges. Nat. u. Heilk. Bonn 1906. — G. FLIEGEL: Diese Zeitschr. 1907, Monatsber. Nr. 10/11.

Wie in vielen anderen gleichartigen Gebieten, stehen sich auch hier die Ansichten diametral gegenüber. Die Mehrzahl der Geographen und einige Geologen nehmen mit PENK[1]) an, daß sich das Rheinische Schiefergebirge wie ein Block über seine Umgebung absolut emporhob. LEPSIUS[2]) dagegen erklärt das Gebirge als eine stehengebliebene Scholle, in die sich der Rhein von seinem ehemals höheren Niveau aus in demselben Maße nach der Tiefe einschnitt, als sein südliches Vorland, die oberrheinische Tiefebene, absank.

Die folgenden Zeilen sollen dartun, welche wichtigen geophysikalischen Gründe der Annahme einer absoluten Hebung großer Schollen entgegenstehen[3]). Anschließend wird versucht, die Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges mit einem langsamen, aber stetigen Absinken seiner Umgebung und des Meeresspiegels in Verbindung mit der allgemeinen Kontraktion des Erdkörpers zu erklären.

Die wichtigste Hypothese, nach der man selbständige absolute Hebung größerer Schollen der Erdrinde annehmen könnte, ist unzweifelhaft die Lehre von der Isostasie. Auf einem sehr plastischen, breiigen, wenn nicht flüssigen Untergrund sollen die Massen aneinander vorbeigleitend in senkrechter Richtung auf- und absteigen können. Ein solcher Untergrund ist aber mit sehr großer Wahrscheinlichkeit bei den in Betracht kommenden Teilen des Erdkörpers nicht vorhanden. Denn die neueren geophysikalischen Forschungen machen das Vorhandensein sehr plastischer oder gar flüssiger Magmazonen unwahrscheinlich und stellen fest, daß die Erde als Ganzes zwar in gewissem Sinne elastisch ist, aber etwa die doppelte Festigkeit des Stahles besitzt. Dementsprechend gering sind die Gezeiten der Gesteinsrinde, und bei dem gewaltigen Druck im Erdinnern kann an sich schon ein in gewöhnlichem Sinne plastischer oder gar flüssiger Zustand des Magmas nicht angenommen werden. Ebensowenig ist die Gauverwandtschaft petrographischer Provinzen ein Beweis für zusammenhängende Magmazonen, denn ihr steht die Tatsache

---

[1]) PENK: Das Deutsche Reich. In „Unser Wissen von der Erde", S. 217 ff.

[2]) LEPSIUS: Geologie von Deutschland. 1887—92, I. — Ders.: Notizen zur Geologie von Deutschland. Notizbl. Verein f. Erdkunde u. d. Geol. Landesanst. Darmstadt 4, 29, 1908, S. 31. — Vgl. MORDZIOL: a. a. O. 1910, Nr. 2.

[3]) An anderer Stelle begründe ich die im folgenden zusammen gestellten Erwägungen ausführlich. (KRANZ: Über Vulkanismus und Tektonik. N. Jahrb. Min. 1910.)

gegenüber, daß die Produkte sogar gleichaltriger Magmaausbrüche desselben Gebiets vielfach auffällig verschieden sind. Die Annahme einer gewissen Elastizität des Erdinnern sowie einzelner Magmaherde genügt zur Erklärung tektonischer und vulkanischer Erscheinungen vollkommen. Auch die Schwerkraftkompensationen können nicht als Beweis für die Richtigkeit der Isostasielehre genannt werden. Abgesehen davon, daß es nach neuesten Forschungen noch keineswegs sicher ist, ob sie auch nur die Regel bilden, würden sie sich auch durch mehrere andere Annahmen erklären lassen, als gerade durch eine isostatische Lagerung der Massen in der Erdkruste. Dazu kommt das Fehlen ungeheuer tiefer, magmaerfüllter Spalten an den Rändern von Schollen, bei denen ein isostatisches Steigen oder Fallen angenommen wird. Ein Gebiet ferner, das einmal unter den Meeresspiegel geraten ist, könnte unter der Last seiner Sedimente niemals isostatisch emportauchen, und ein Kontinent würde durch die Denudation immer leichter, müßte sich immer weiter heben und stets ein Kontinent bleiben. Die Erdgeschichte lehrt aber sehr häufig gerade das Gegenteil. Auch die heute vor unseren Augen emporsteigenden skandinavischen und nordamerikanischen Gebiete heben sich nicht gleichmäßig, isostatisch, sondern gewölbt, wie man aus der Form der postglazialen Isobasen erkennt. Das läßt auf Seitendruck, nicht aber auf selbständige Hebung von unten her schließen.

Ähnlich schwerwiegende Gründe stehen der thermischen oder Expansionstheorie gegenüber, wonach infolge von Temperaturerhöhung in Geosynklinalen Volumenvermehrung und damit selbständige Hebung eintreten soll. Über die Temperaturzunahme in größeren Tiefen wissen wir indessen nichts; dazu soll diese Erhöhung nur in einem kleinen Teil der betreffenden Gebiete eintreten, am stärksten in den obersten Schichten, welche doch die kältesten sein müßten. Ferner bleibt unerklärt, warum das Aufsteigen nicht schon lange vor Ablagerung der jüngsten Sedimente eintritt, von anderen Gegengründen abgesehen. Ebensowenig vermag die neuere „Unterströmungshypothese“ selbständige Hebung zu erklären. Unter einer passiven Erdhaut sollen namentlich beim Abkühlen in einer plastischen Zone seitliche Verschiebungen entstehen, Unterströmungen, welche Hebungen erzeugen können. Aber gerade die wichtigsten Gesteinsbildner der betreffenden Zonen, die Silikate, dehnen sich nach neueren Forschungen sehr wahrscheinlich beim Erkalten und Krystallisieren nicht aus, und der gewaltige Druck wie die

relativ große Starrheit des Erdkörpers spricht gegen die Möglichkeit großer Unterströmungen. Das sporadische Auftreten des Vulkanismus beweist, daß sie nur in verhältnismäßig kleinem Maßstab denkbar sind, die Hebung größerer Schollen aber nicht erklären können.

Diesen wichtigsten Hypothesen zur Erklärung selbständiger Hebung steht also eine so große Anzahl von Gegengründen entgegen, daß es erforderlich erscheint, auf die Annahme solcher Hebungen zu verzichten, sobald sich eine andere Erklärung für entsprechende geologische und geomorphologische Erscheinungen bietet. Beim Rheinischen Schiefergebirge handelt es sich um ein Gebiet, dessen Störungen seit dem Mesozoicum fast nur zu den Verwerfungen gehören. Anzeichen von starkem seitlichem Druck, von Auffaltung, fehlen hier seit der jungcarbonischen Gebirgsbildungsperiode. Es kann sich also in seiner jüngeren Geschichte nur um selbständige vertikale Hebung oder Senkung handeln, und ich glaube, Senkungserscheinungen in großem Maßstabe erklären seine heutigen geomorphologischen Verhältnisse besser als die unwahrscheinliche Annahme einer isostatischen Hebung des ganzen Gebiets.

Wenn tatsächlich die Theorie vom Zusammenschrumpfen des Erdkerns richtig ist[1]), dann muß sich im Lauf der Zeiten der Erddurchmesser allmählich verkleinern, das Meerwasser in immer neu gebildete Depressionen abziehen, der Meeresspiegel langsam sinken. Ein eustatisches Fallen des Meeresspiegels läßt sich zwar in der Gegenwart bis jetzt nicht einwandfrei nachweisen[2]), kann aber in den langen Zeiträumen der geologischen Entwicklungsgeschichte unserer Erde sehr wohl stattgefunden haben. Es scheint, daß er zur Jurazeit wenigstens 2000 m über heutigem N.N. stand[3]). Eine miocäne Küstenbildung, die Juranagelfluh, findet sich auf der Alb noch 860 m über N.N., mittelmiocäne Molasse in Tälern des Hoch-Jura 900 bis 1000 m hoch. Dabei ist die Alb ein Gebiet, bei welchem meiner mehrfach begründeten Überzeugung nach Hebung

---

[1]) Die jüngsten Einwände gegen die Kontraktionslehre habe ich in der genannten Arbeit „Über Vulkanismus und Tektonik“ zu widerlegen versucht.

[2]) Kranz: Hebung oder Senkung des Meeresspiegels? N. Jahrb. Min. 1909, Beil.-Bd. XXVIII, S. 574—610.

[3]) Württ. Nat. Jahresheft 1906, S. 107. — Centralblatt Min. 1908, S. 657.

nicht in Frage kommt[1]). Wenn also auf den Hochböden des Rheinischen Schiefergebirges miocäne Flußbildungen bis etwa 450 m über heutigem N.N. hinaufreichen[2]), dann hindert an sich nichts, ein Absinken fast des ganzen Rheinischen Schiefergebirges im Vergleich mit der Schwäbischen Alb anzunehmen. Man braucht dabei folgerichtig nur vorauszusetzen, daß sich die Umgebungen dieses Horstes, vor allem seine südliche und nördliche Erosionsbasis, noch entsprechend tiefer abgesenkt haben, wie denn überhaupt während der letzten großen Faltungsperiode im Tertiär ganz folgerichtig eine lebhaftere Verkürzung des Erddurchmessers stattgefunden zu haben scheint als im Mesozoicum.

II.

Unter diesen Voraussetzungen läßt sich die jüngere Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges in großen Zügen etwa folgendermaßen darstellen, wobei ich im allgemeinen, z. T. wörtlich, den klaren Schilderungen von MORDZIOL folge und nur statt Hebung einer Scholle Senkung ihrer Umgebung setze:

Im Miocän war das Schiefergebirge zunächst ein niedriges Flachhügelland; Talböden lagen im Gebiet der heutigen Hochbödenregion des Rheinischen Schiefergebirges wenig über dem damaligen Meeresspiegel, welcher erheblich höher stand als der heutige. Das Stromsystem dieser Zeit kam wahrscheinlich aus ungefähr südwestlicher Richtung; der Hauptarm erreichte im Norden der heutigen Niederrheinischen Bucht das Meer, ein anderer ging durch das Limburger Becken und die Idsteiner Senke nach dem Meeresarm des Mainzer Beckens. Während des Miocäns begannen neue stärkere vulkanische und tektonische Erscheinungen, ungleichmäßige Senkungen gestalteten die Landoberfläche um und zerstückelten sie, wobei grabenartig die mittleren Teile der Talregion tiefer absanken, die heutigen Beckenlandschaften am tiefsten. Der Boden der Niederrheinischen Bucht sank allmählich unter das gleichfalls sinkende Meeresniveau, ähnlich das Neuwieder Becken. Dadurch vergrößerten sich die ursprünglich geringen Höhenunterschiede

[1]) KRANZ: Centralbl. Min. 1908, S. 651 ff. Weitere Literatur dort. Kürzlich kam DEECKE in der Geographischen Zeitschrift 1910, S. 199, wieder auf die alte Theorie einer Hebung der schwäbischen Alb zurück, ohne sie indessen zu begründen oder meine Gründe zu widerlegen.

[2]) MORDZIOL: a. a. O. 1910, Sonderabdruck, S. 13 ff.

zwischen der Talregion und den Rumpfhöhen, und die fluviatile Tätigkeit wurde neu belebt.

Unterdessen war infolge des allgemeinen Sinkens des Meeresspiegels das Salzwasser aus dem Oberrheingebiet abgezogen, und die Talregion des Rheinischen Schiefergebirges hatte sich bis in das damalige Niveau des angrenzenden Oberrheingebiets gesenkt. „Dadurch war die Möglichkeit für ein beiden Gebieten gemeinsames Entwässerungssystem geschaffen, das uns in der Tat in dem Stromsystem der Kieseloolithschotter bzw. dem der Dinotheriensande entgegentritt (Urrhein, Urmosel). Sein Verlauf innerhalb des Schiefergebirges wurde durch die dort vorhandene Talregion bestimmt, deren tiefste Teile seit der miocänen Störungsperiode im Gebiete der Niederrheinischen Bucht lagen. Dahin nahm das neue Stromsystem seine Richtung und mündete nördlich der Niederrheinischen Bucht ins Meer." Diese altpliocäne Entwässerung fand nur noch nach der tiefsten Einsenkung der Niederrheinischen Bucht statt. Ob der pliocäne Urrhein bereits zwischen Vogesen und Schwarzwald floß oder mehr aus SW kam, ob auch der südliche Teil des Oberrheingebietes nach Norden oder durch die Pforte von Belfort entwässert wurde, ist vorläufig unbestimmt. Mit Sicherheit gehört nur der nördliche Teil des Oberrheinsystems zum Stromgebiet des altpliocänen Urrheins.

Nach dem Unterpliocän setzte der Ober-Rheintalgraben die im Alttertiär begonnene Absenkung fort. Dadurch bildete sich hinter der flachen Hügellandschwelle am Südrande des Rheinischen Schiefergebirges ein See, in welchem die oberpliocänen Sedimente der Rhein-Mainebene aufgeschüttet wurden. Eine Entwässerung nach der Nordsee scheint im Oberpliocän nicht stattgefunden zu haben. Gleichzeitig zerstückelten neue tektonische Vorgänge die Region der Hochböden im Schiefergebirge zum zweitenmal, einzelne mittlere Teile derselben sanken dabei grabenartig am tiefsten ab. Als sie mit Beginn des Diluviums das Niveau des Sees am Südrande des Gebirges erreichten, floß der Rhein von neuem durch den alten Talboden ab und trat an derselben Stelle wie der pliocäne Rhein in das Schiefergebirge ein. Damit begann ein neuer Erosionszyklus:

Mit Anfang des Diluviums erfolgten erneute Senkungen im ganzen oberen Rheintalgraben. Man erkennt nunmehr deutlich, „daß der altdiluviale Rhein, aus alpinem Gebiet kommend, die ganze oberrheinische Tiefebene von Süden bis Norden durchmaß". Nach Bildung der Hauptterrasse verstärkten sich

diese Senkungen im Mainzer Becken. Dadurch entstand der große Höhenunterschied zwischen dem Schiefergebirge und der Rhein-Mainebene in seinem heutigen Ausmaß. Die Senkungen waren im rheinhessischen Plateau geringer als östlich davon, so daß der Rhein, welcher vorher zeitweise über das rheinhessische Plateau hinweggeflossen war, nunmehr nach Osten ausbog und das Rheinknie bei Mainz bildete. „Alle diese Verschiebungen der Diluvialzeit erfolgten jedoch so langsam, daß der Rhein seinen Abfluß durch das Schiefergebirge beibehalten konnte. Dabei entstanden im Engtale die Mittelterrassen und zuletzt die Niederterrasse.“ Die Tiefenerosion im Schiefergebirge hielt also Schritt mit der langsamen Absenkung seiner Erosionsbasis, des Mainzer Beckens. „So gelang dem Rheinstrom die Schaffung und Herausmodellierung eines großartigen cañonartigen Durchbruchtales innerhalb des .... pliocänen Talbodens.“ Ganz ohne tektonische Störungen im Schiefergebirge selbst verlief aber auch diese Periode nicht, darauf weisen schon die diluvialen Vulkane der Vordereifel, des Laacher Seegebiets und des Rodderberges hin.

An den Ablagerungen des Rheins seit dem Pliocän läßt sich seine allmähliche Tieferlegung heute noch erkennen[1]):

Ort des Vorkommens	Ungefähre Höhe über N.N. in m			Jetziger Rhein-Wasser-spiegel
	Pliocäne Schotter	Oberste Haupt-terrassen-schotter	Unterste Mittel-terrassen-schotter	
Bei Trechtlinghausen	330	300	110	74
Bei St. Goar	—	265	—	68
Am Neuwieder Becken . .	270	230	—	55
Bei Hönningen	—	210	—	53
Bei Dattenberg	—	190?	—	51
Bei Linz	200	200?	70	50
Am Rodderberg	—	190	65	48
Bei Bonn	—	155	—	47
Bei Brühl bzw. Grube Donatus	130	140	55	42

Seit dem Pliocän wurde also die südliche Erosionsbasis des Rheins bei seinem Eintritt in das Schiefergebirge um rund 250 m tiefergelegt, die nördliche bei dem Austritt aus dem Gebirge nur um ungefähr 90 m. Seit dem Altdiluvium

---

[1]) Die Tabelle beruht auf Angaben in der Spezialliteratur bei Fliegel, Laspeyres, Leppla, E. Kaiser, Philippson, Steinmann und Stürtz.

sank die südliche Basis um etwa 220 m, die nördliche wurde um rund 100 m tiefergelegt. Weiter nördlich mündete der alte Rhein ins Meer, dessen Spiegel wohl bereits im Altdiluvium nur wenige m höher lag wie heute. Vom Eintritt bis zum Austritt aus dem Schiefergebirge hatte der pliocäne Rhein etwa 200 m Gefälle, der altdiluviale ein solches von rund 160 m (ca. 5 Minuten), der jungdiluviale ungefähr 55 m, der jetzige rund 30 m (etwa 1 Minute). Eine Zunahme des Gefälles mit dem Alter der Schotter wurde an einigen Stellen unmittelbar beobachtet[1]). Die Zahlenangaben sind zwar heute noch lückenhaft und mögen sich etwas verschieben, wenn die Stratigraphie dieser Schotter sicherer wird. Auch fallen einige Zahlen etwas aus dem Rahmen heraus, vielleicht infolge der tektonischen und vulkanischen Störungen. Soviel läßt sich aber jetzt schon sagen: In der Hauptsache hat das langsame, tiefe Absinken der südlichen Erosionsbasis, des Mainzer Beckens, die Herausarbeitung des Cañons zwischen diesem und der Kölner Bucht bewirkt. Damit würde auch die hohe jetzige Lage alter Schotter im Oberrheingebiet übereinstimmen[2]).

Die jüngere Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges kann also auf diese Weise dargestellt werden, ohne daß man irgendwelche selbständige Hebung dieses Horstes anzunehmen braucht. Gleichmäßige Hebung einer so großen zerstückelten Scholle, wie sie andernfalls zeitweise angenommen werden müßte[3]), läßt sich ja schon abgesehen von den genannten geophysikalischen Schwierigkeiten kaum vorstellen. Demgegenüber paßt eine fortgesetzte langsame Absenkung selbst riesiger Schollen ohne weiteres zu der einheitlichen Weltanschauung von der Kontraktion der Himmelskörper beim Erkalten, und stichhaltige Gründe gegen dies Fundament der Naturauffassung wurden bisher nicht erbracht.

---

[1]) Vgl. E. Kaiser: Ausbildung des Rheintals zwischen Neuwieder Becken und Bonn-Kölner Bucht. Verhandl. 14. Deutsch. Geographentages Köln 1903, S. 209 ff.

[2]) Vgl. z. B. H. Philipp, Mitt. Bad. Geol. Landesanst. 1910, S. 331 ff.

[3]) Mordziol: a. a. O. 1910, S. 26.

39. Reptilien- und Fischreste aus dem marinen Alttertiär von Südtogo (Westafrika).

Von Herrn Ernst Stromer.

(Hierzu eine Texttafel und 4 Textfiguren.)

München, den 8. Juni 1910.

Während ich in meiner Geologie der deutschen Schutzgebiete in Afrika (München 1896) wie überhaupt über die Geologie Togos so auch über die dortigen Sedimentärformationen nur ganz dürftige Literaturberichte zusammenstellen konnte, gelang es v. Ammon (1905), vor allem auf Grund der ausgezeichneten Sammlungen Freiherrn v. Seefrieds, nicht nur die Grundzüge des geologischen Baues des Landes darzustellen, sondern u. a. auch einen mit Fossilresten erfüllten Kalkstein in der Adabion-Bank des Monu-Flusses bei Tokpli nachzuweisen (a. a. O., S. 468ff.). Er brachte das ziemlich reine, gelbe und harte Gestein mit einem etwas verschiedenen Kalkstück in Zusammenhang, das Joh. Böhm (1904) aus dem südlichen Dahomey als eocän beschrieben hatte. Hubert (1908, S. 231ff.) hat darnach für die Richtigkeit dieser Ansicht den geologischen Wahrscheinlichkeitsbeweis erbracht, indem er den ungefähr ostwestlichen Verlauf der Kalkzone quer durch die Sumpfregion von Süddahomey bis zum Monufluß nachwies. Es gelang ihm jedoch nicht, Fossilien zu finden, und so konnten nur so dürftige Reste wie die von *Dactylopora cylindracea* Lamk, kalkigen Foraminiferen, *Venus Hupfeldi* Joh. Böhm, ?*Pecten*, ?*Lima*, ?*Arca*, *Cytherea*, *Buccinum*- und *Turritella*-artigen Schneckchen, Seeigeln und endlich von Krebsscherensteinkernen, die v. Ammon ohne Beschreibung *Calianassa Seefriedi* nannte, als Beweis für das Vorkommen marinen Eocäns angeführt werden.

Im Jahre 1905 untersuchte Bezirksgeologe Dr. Koert im Auftrage des Gouvernements von Togo das Kalklager von Adabion besonders hinsichtlich seiner wirtschaftlichen Bedeutung. Ein von ihm verfaßter Bericht, dem eine Kartenskizze beigefügt ist, entwickelt Vorschläge zur Nutzbarmachung dieses für die kalkarme westafrikanische Küste sehr wertvollen Kalkvorkommens und ist im Amtsblatt für das Schutzgebiet Togo 1908, S. 19 u. ff. abgedruckt.

Bei seinen Untersuchungen konnte Herr Koert auf der Adabionbank u. a. eine Reihe von Wirbeltierresten sammeln,

welche mir aus der Kolonialsammlung der preußischen Geologischen Landesanstalt zur Bearbeitung angeboten wurden; zu diesem Material waren inzwischen noch einige Fischzähne aus Brunnengrabungen bei den Orten Tabligbo und Djagbati im Anechobezirke hinzugekommen. Erst dieses gesamte Material erlaubte eine sicherere Bestimmung. Ich veröffentlichte das Resultat, das die Schlüsse JOH. BÖHMS und v. AMMONS in bezug auf das geologische Alter bestätigt, zugleich mit Bemerkungen über die Verbreitung des Alttertiärs in Westafrika (1909). Hier soll nun die genaue Beschreibung der Reste folgen, die z. T. auch paläozoologisch recht interessant sind.

Die Fossilien befinden sich in einem splitterharten gelben Kalkstein, der erfüllt ist von Bruchstücken von Conchylien und viele Steinkerne sehr kleiner Schnecken und kleiner Krebsscheren, aber anscheinend keine größeren Foraminiferen oder Kalkalgen enthält. Die Präparation war äußerst schwierig, da zwar manche Reste aus dem Gestein vorzüglich herausgewittert waren, die darin steckenden Teile sich aber durch Säuren nicht herauslösen ließen und mit dem Meißel nur sehr mühsam isoliert werden konnten, obwohl sie ganz fest, wenn auch nicht so hart wie das Gestein, waren. Neben sehr gut erhaltenen Haifisch- und *Myliobatis*-Zähnen, wenigen Fischwirbeln sowie einigen *Myliobatis*- und *Pycnodus*-Gebissen sind am häufigsten Reste von Schildkrötenpanzern vertreten; aber sie sind schon als Bruchstücke, oft in ziemlicher Zahl dicht beisammen, in das Gestein eingeschlossen. Eine Abrollung der Fossilien ist nicht erkennbar, sie dürften teils durch Raubtiere, vor allem aber durch die Brandung zertrümmert worden sein; denn jedenfalls scheint mir die Ablagerung, in der sie sich befinden, eine Seichtwasserbildung zu sein. Näheres über sie wird wohl die geologische Beschreibung des Herrn Dr. KOERT seinerzeit bringen, die leider nicht zusammen mit der folgenden paläontologischen Behandlung der Wirbeltierreste erscheinen kann.

Chelonia.

Von den zahlreichen Panzerstücken, die aus dem Kalkstein von Adabion vorliegen, ist keines allseitig durch Nähte begrenzt; überhaupt sind solche nur selten erkennbar, Furchen der Schildgrenzen gar nicht. Als Struktur zeigen sich eine dichte, parallel der Oberfläche geschichtete äußere und innere Deckschicht und in der Spongiosa runde Hohlräume, wie sie DAMES (1894, S. 218) von Schildkröten abbildete.

Fast nur einige wenige, etwa 5 mm dicke Panzerbruchstücke sind deutlich gewölbt; die flachen, meistens 7, selten 8—9 mm dicken Stücke zeigen oft Durchmesser bis zu 8 : 11 cm ohne Nahtgrenzen, gehören also sehr stattlichen Formen an; daß es Tiere mit fester Brücke und wohl geschlossenem Plastrum, also keine See- oder Flußschildkröten waren, dafür spricht ein Exemplar, in welchem 7 mm dicke flache Platten, allerdings von Brüchen und unregelmäßigen Gesteinslücken durchzogen, eine über 26 cm lange und mehr als 24 cm breite Fläche bilden, ein ebenso dickes, 11 cm langes und bis 8 cm breites Stück einer Brücke sowie eine 12 cm lange, am Rand verdickte Randpartie mit dem Beginn der Brücke und endlich ein Gesteinsstück, in dem 7 bis 9 mm dicke Platten in drei Schichten statt wie gewöhnlich unregelmäßig übereinander liegen. Hier sind in einer Plattenschicht Risse, die wahrscheinlich durch Verwitterung zerstörten Nähten entsprechen, und zwar einer Längsnaht und zwei senkrecht dazu verlaufenden Quernähten, wodurch 9—10 cm lange und mindestens 6—8,5 cm breite Platten, Plastra, getrennt werden. Eine andere, über 12 cm lange, 8,5 cm breite Platte desselben Stückes zeigt auf der einen Oberfläche seichte unregelmäßige Furchen, wohl Gefäßeindrücke, während ihre andere Seite wie beide Oberflächen fast aller Platten ganz glatt ist. *Trionychidae* und ähnlich skulpturierte Formen liegen also nicht vor; von einer Bestimmung der Reste ist aber keine Rede. Auch ein Unterkiefer ist zu verwittert, um hierzu brauchbar zu sein.

? *Rhynchocephalia.*

Texttafel Fig. 12.

Aus dem Kalke von Adabion präparierte ich die obere Hälfte eines linken Humerus heraus, der in der Größe, nicht aber in der Form zu *Varanus niloticus* gehören könnte. Er gleicht am meisten dem eines Lacertiliers oder Rhynchocephalen und ist durch das geringe Vorspringen seines Proc. lateralis sowie durch die große Breite und Abplattung seines Proximalendes bemerkenswert, worin er auffallend dem Humerus gewisser permischer Reptilien gleicht, so daß man fast vermuten könnte, daß das Stück, dessen Gelenkkopf abgebrochen ist, sich auf sekundärer Lagerstätte befindet.

Während sein Oberende fast 30 mm breit und kaum 10 mm dick ist, betragen die entsprechenden Maße 3 cm darunter etwa 11 und 10 mm. Das weit oben befindliche

Unterende des Proc. lateralis, die Crista deltopectoralis, ist nur ein gerundeter Höcker, medial von dem die Vorderseite flach konkav ist. Die Rückseite ist in der Mitte deutlich konvex, daneben jederseits etwas konkav.

Champsosauria cf. ***Dyrosaurus*** Pomel.

Texttafel Fig. 11.

Erinnert schon dieses kleine Stück an *Rhynchocephalia*, so noch mehr ein großer Wirbel vom gleichen Fundort. Er lag offenbar längere Zeit herausgewittert, denn an seinem Neuralbogen, dessen Dornfortsatz, Gelenk- und Querfortsätze abgebrochen sind, hat sich wie am Körper, der sehr gut erhalten ist, eine Flußmuschel, eine *Aetheria*, angesetzt. Der

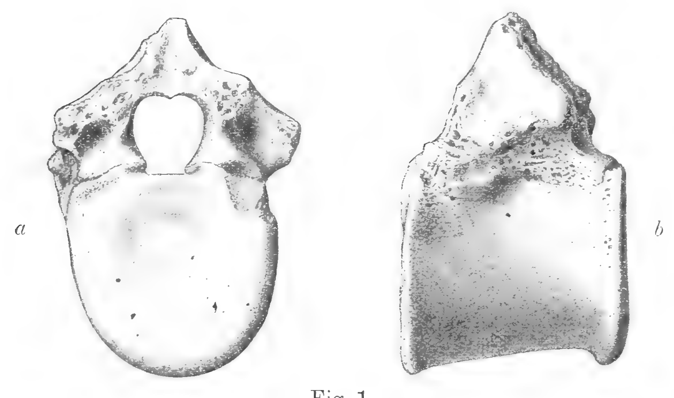


Fig. 1.
Champsosauride.
Lendenwirbel von hinten und links. $^1/_2$. Adabion.

Körper ist seitlich und unten in der Längsrichtung schwach konkav, in der Quere sehr stark gewölbt, ohne jeden Fortsatz oder Gelenkflächen. Seine wohl vordere Endfläche ist mäßig, die hintere kaum konkav; beide stehen senkrecht. Die Oberfläche ist in der Mediane, d. h. am Boden des Neuralkanales, eine vorn und hinten ganz verflachte und verbreiterte Längsrinne, neben der jederseits die Naht des Neuralbogens zu sehen ist. Dieser reichte mit seiner Basis zwar bis zu den Wirbelenden, war aber hinten und vielleicht auch vorn deutlich ausgebuchtet und zeigt seitlich direkt über der Naht in ganzer Länge die Bruchstelle eines dorsoventral platten Querfortsatzes, die ein wenig von vorn nach hinten ansteigt.

Oben vereinigen sich die außen flach konkaven Seiten des Neuraldaches zu einem Dornfortsatz. Der Neuralkanal ist im Querschnitt oval und relativ eng und oben am breitesten und zeigt an seinem Dach eine mediane Längskante. Die Maße sind: Körperlänge ventral und dorsal 59, vordere Körperbreite 55 und -höhe 55, die hintere 49 und 52, größte Breite des Neuralkanales 18 mm, Höhe desselben ohne die Rinne 16 mm.

In der Gesamtform und in der Größe gleicht der Wirbel einem aus den marinen untereocänen Phosphoriten von Djebel Teldja in Tunis, welchen PH. THOMAS (1893, S. 38ff., Taf. 14, Fig. 3) einem *Crocodilus phosphaticus* zuwies, während POMEL (1894, S. 1309 und 1396) ihn zu seinem *Dyrosaurus thevestensis* aus den benachbarten gleichalterigen Phosphoriten von Tebessa, einem Champsosaurier, rechnete, was DE STEFANO (1903, S. 51ff.) unter Betonung der Unterschiede von *Dyrosaurus* und *Champsosaurus* bestätigte. Ich kann das nur billigen, muß aber auf die Ähnlichkeit des vorliegenden wie der *Dyrosaurus*-Wirbel mit denjenigen des *Simaeodosaurus* GERVAIS aus dem Paleocän von Nordfrankreich und Belgien sowie von *Champsosaurus* COPE aus den Laramie-Schichten und dem ältesten Tertiär Nordamerikas hinweisen. Doch greift bei letzteren nach den Figuren in BROWN (1905, Taf. 5, Fig. 12), COPE (1884, Taf. 23b), DOLLO (1884, Taf. 8) und LEMOINE (1885, Taf. 3) die Gelenkfläche für die Rippe bzw. die Basis des Querfortsatzes stets noch auf den Körper über, und kein Wirbel scheint ähnliche Querfortsätze zu besitzen[1]).

Die Enge des Neuralkanales, das Fehlen von Rippengelenken und die Gestalt der Basis der Querfortsätze spricht bei unserem Stück für einen Lenden- oder vorderen Schwanzwirbel. Das Original von THOMAS (1893, Taf. 14, Fig. 4) ist deutlich höher, dorsal länger, ventral mehr konkav und hier mit einer Längsfurche versehen; auch ist der Neuralkanal breiter und der Querfortsatz offenbar dicker gewesen. Die Originale POMELs (1894, S. 1309) unterscheiden sich von dem vorliegenden anscheinend nur durch mangelnde Vertiefung der Mitte des Neuralkanales und durch ein wenig verschiedene Proportionen der Körperendflächen, zwei davon auch durch geringere Größe. Ihre Neuralbögen fehlen leider; an ihnen

[1]) *Ischyrotherium antiquum* LEIDY, eine sehr wenig bekannte Form der Laramie-Schichten, die verwandt sein soll, hat nach LEIDY (1860) kürzere und mehr querovale Wirbelkörper und zylindrische, aber auch nur von den Bogenbasen entspringende Querfortsätze.

dürften die Querfortsätze entsprungen sein, während sie an THOMAS' Original auf den Körper übergreifen, wohl infolge ihrer Stärke an diesem Sacralwirbel.

DE STEFANO hatte mehr Wirbelkörper vor sich, von welchen ein Sacralwirbel in den Proportionen und in den beiden konkaven Endflächen genau dem Originale von THOMAS gleicht, es an Größe aber noch etwas übertrifft. Keiner dieser Wirbel ist aber dem vorliegenden gleich, indem vor allem beide Endflächen ziemlich konkav sind.

Da er demnach mit keinem der beschriebenen von *Dyrosaurus phosphaticus* identisch, in Form und Größe aber allen sehr ähnlich ist, kann ich ihn nur mit Vorbehalt diesem Genus zurechnen.

Von Adabion liegen auch zwei Zahnspitzen und eine Zahnbasis alle von ungefähr kreisförmigem Querschnitte, vor, die vielleicht dem fraglichen *Dyrosaurus*, ebensogut aber auch einem Krokodilier angehören können. Die größere Krone ist stumpfkegelförmig, 14 mm lang, 12,5 mm dick und ihr Schmelz mit deutlichen feinen Runzeln versehen, die gegen die Spitze zu höckerig werden, und an der gerundeten Vorder- und wohl auch Hinterseite ist eine scharfe Schmelzkante vorhanden. Die kleine Krone (Fig. 11), deren entsprechende Maße 5 zu 4 mm sind, ist spitzkonisch und 8 mm hoch. Sie hat vorn und hinten eine scharfe Schmelzkante und ringsum sehr regelmäßige vertikale Runzeln, die aber 4 mm unter der Spitze verlaufen, so daß an ihr wie zwischen den Runzeln der Schmelz nur ganz fein vertikal runzelig ist. Die Zahnbasis endlich ist zylindrisch mit etwas über 5 mm Durchmesser, zeigt die untere Schmelzgrenze und im Querbruche die Pulpahöhle und läßt am Schmelz nur vertikale Streifen, die nach oben zu z. T. zu Runzeln sich erheben, erkennen. Trotz dieser Unterschiede könnten die Zähne einer Art angehören. Die Zähne von *Dyrosaurus phosphaticus* sind nach den Angaben von THOMAS (1893, S. 39, Taf. 14, Fig. 4), POMEL (1894, S. 1310) und DE STEFANO (1903, S. 55) den vorliegenden sehr ähnlich; nach ersterem sind auch vorn und hinten Schmelzkanten und feine Vertikalstreifen vorhanden, doch scheinen letztere gegen die Spitze zu sich nicht wie hier zu verhalten.

Varanus niloticus.

Ein kleines Kieferstück, an dessen außen konvexem, oben scharfem Rand zwei pleurodonte zylindrische Zähne sich befinden, die oben ganz stumpf gerundet abgekaut und im

Querschnitt schräg oval sind (Durchmesser des einen 7 zu 5, des andern 6 zu 4,5 mm), gleicht in Form und Größe einem Teil eines linken Unterkiefers der rezenten, jetzt in Afrika verbreiteten Art, worauf mich Herr LORENZ MÜLLER dahier aufmerksam machte. Das von Tabligbo stammende Stück, an dem noch etwas gelber Ton haftete, ist aber wohl rezent.

Ophidia, ?Erycidae, aff. ***Aphelopsis*** COPE.
Texttafel Fig. **13** a, b, c.

Zwei mit ihren Körpern verwachsene Schlangenwirbel von Adabion sind leider nicht ganz vollständig; sie sind unten etwas abgerieben, der Dornfortsatz und am zweiten Wirbel das Neuraldachhinterende ist abgebrochen, auch ist das Körpervorderende nicht zu sehen.

Der Körper des zweiten Wirbels ist etwa 8,5 mm lang, und sein sehr stark konvexes, kaum nach oben gewendetes Hinterende 4,8 mm breit, 3,5 mm hoch, also queroval. An der stark quergewölbten und etwas längskonkaven Unterseite ist ein Fortsatz nicht vorhanden, sondern nur jederseits von der Mediane ein Gefäßloch. Wo die beiden Körper verwachsen sind, ist unten in der Mediane ein rundes Loch vorhanden, seitlich eine etwas hochovale einfache Konvexität für die Rippengelenkung.

Der Neuralkanal ist hinten am 2. Wirbel im Querschnitt fast kreisförmig, nur unten gerade begrenzt, 3,5 mm hoch, 4,2 mm breit. Der Neuralbogen ist relativ lang, nämlich am 1. Wirbel in der Mediane 9 mm, und dorsal gewölbt. Sein Dornfortsatz ist mit einer 4 mm langen, seitlich ganz platten Basis auf die Hinterhälfte beschränkt, also schwach ausgebildet. Der obere, ganz stumpfwinkelige Hinterrand des Neuralbogens ist relativ sehr breit, nämlich in der Luftlinie 11 mm, und ganz scharf. Die vorderen Gelenke ragen als schmale Fortsätze stark nach vorn und außen und tragen eine stark ovale flache Facette, die nach oben, wenig innen sieht, besitzen aber keine Fortsätze am äußeren Vorderrand, sondern dieser läuft scharfkantig nach unten, wenig hinten und innen zum Oberrande des Rippengelenkes. Die Vorder- und äußere Hinterseite des Gelenkfortsatzes sind flach und stehen ziemlich vertikal. Das Zygosphen ragt mäßig nach oben, ist hier 6,5 mm breit, also relativ breit, vorn schwach konkav ohne Spitzen und seine flachen, wenig ovalen Facetten sehen nach außen, nur mäßig nach unten und eben nach vorn. Die hinteren Gelenke ragen nach hinten und nur mäßig nach

außen, also weniger seitlich als die vorderen, und tragen wohl flache nach unten wenig außen sehende Facetten. Auf ihnen beginnt der scharfe Neuraldachhinterrand mit einer Konvexität nach hinten. Sie sind mit den vorderen Gelenkfortsätzen nicht wie so oft durch eine Kante verbunden. Das Zygantrum ist tief und von dem Neuraldach völlig überdeckt; seine flachen ovalen Facetten sehen entsprechend denjenigen des Zygosphen vor allem nach innen, und in seinem Hintergrund ist jederseits ein kleines Foramen.

Besonders charakteristisch ist neben der Streckung der Wirbel und ihrer Neuralbögen das Fehlen stärker vorragender Fortsätze, denn auch der Dornfortsatz dürfte nicht hoch gewesen sein. Es sind offenbar Wirbel aus der hinteren Brustregion, der région thoracique, wie ROCHEBRUNE (1881, S. 194) sie nennt. Nach dem derzeitigen Stand der Kenntnisse ist eine exakte Bestimmung des Fossils nicht möglich; ich fand unter den von ROCHEBRUNE (1880 und 1881) und anderen beschriebenen fossilen Wirbeln keine übereinstimmenden und nur wenige von größerer Ähnlichkeit. Am meisten gleicht noch *Aphelopsis talpivorus* COPE (1884, S. 781, 782, Taf. 60, Fig. 21) aus den White River beds Nordamerikas, der zu den *Erycidae* gestellt wird, unserer Form, aber COPEs Abbildungen sind zu ungenügend. Wenn sich nun auch *Aphelopsis* durch sein schräg stehendes Konvexende des Körpers und der rezente *Eryx* schon durch seine stärkeren Dornfortsätze unterscheiden, sind die *Erycidae* auch nach ROCHEBRUNE (1880, S. 201) in vielem vergleichbar. Es kann also unser Rest dieser jetzt auch noch in Togo verbreiteten Familie vorläufig als besonders große Form eingereiht werden.

Pycnodus variabilis var. ***togoënsis*** nov. var.

Texttafel Fig. 14a, b.

Von Adabion liegen drei unvollständige linke Unterkiefer vor, zwei mittelgroß, einer ungewöhnlich groß. Letzterer (Nr. III, Fig. 13) umfaßt nur ein Bruchstück mit je 3 hinteren oder mittleren Zähnen der Innen- und Mittelreihe auf dem bis 3 cm dicken Kieferknochen. Das eine der andern (Nr. I) ist nur ein Knochenbruchstück mit 3 mittleren Zähnen der Innenreihe, 6 der Zwischenreihe, wovon der letzte und die zwei vordersten außen unvollständig sind, und mit zwei hinteren Zähnen der Außenreihe, vor und unter welchen noch verlagerte kleinere Zähnchen erhalten sind. Der Kiefer

Nr. II, Fig. 14 ist dagegen relativ vollständig, nur fehlt sein Innenrand und das Vorderende mit den Schneidezähnen. Er trägt 8 Zähne der Innenreihe, wovon die zwei vordersten wie so oft bei *Pycnodus* ungewöhnlich klein sind, 9 Zähne der

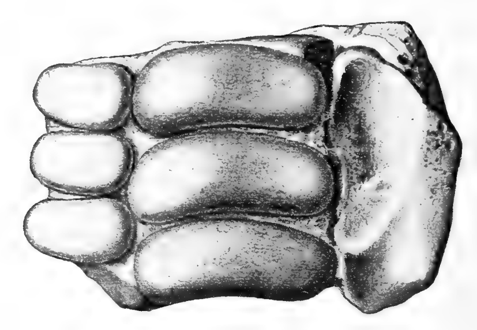


Fig. 2.
Pycnodus variabilis Stromer, nov. var. *togoënsis*.
Unterkieferstück III von oben. 1/1. Adabion.

Zwischenreihe und 10 der Außenreihe, und es dürften höchstens vorn, vor allem an der Zwischenreihe, wenige ganz kleine Zähnchen ausgefallen sein. Die Maße der Zähne, deren Reihenzahl (von vorn nach hinten) in Klammern angegeben ist, können aus der folgenden Tabelle ersehen werden.

	Innenzähne		Zwischenzähne		Außenzähne	
	lang	breit	lang	breit	lang	breit
I	(1) 5,2	10,8	(3) 4,9	9,1	(2) 4,2	6
	(3) 6	11	(5) 4,8	9	(2) 4,3	6,1
II	(2) 2,6	2,6	(1) 2,5	4	(1) 2,1	2
	(3) 3,8	8	(4) 3	5 5	(3) 2,8	2,8
	(5) 4,1	9	(6) 4	6,5	(5) 3,3	5,5
	(6) 5	10,5	(8) 4,1	7	(7) 4,2	4,3
	(8) 5,5	13	(9) 3,8	7,8	(9) 4,3	5
					(10) 3,6	5,5
III	(1) 10	26	(1) 8,8	14		
	(3)? 9,5	26,5	(3) 8	15,5		

Wie gewöhnlich alternieren die Zähne der Außen- und Zwischenreihe miteinander, die der Innenreihe aber wohl infolge ihrer Größe nur undeutlich mit letzteren. Am innen zerbrochenen Kiefer von II ist bemerkenswert, daß unter jedem Zahn der Innenreihe wie bei III unter jedem der Zwischen-

reihe eine hohe Höhle sich befindet, die von der folgenden durch ein vertikales queres Knochenseptum getrennt ist; aber nichts deutet darauf hin, daß etwa in den Höhlen Ersatzzähne sich befanden. Es dürfte bei den *Pycnodonta* eben kein eigentlicher Zahnersatz stattgefunden haben, sondern nur ein Anfügen größerer Zähne am Hinterende jeder Reihe, entsprechend dem Wachstum, bis die jeweilige vollständige Zahl der betreffenden Art erreicht war. Das gar nicht seltene Vorkommen von Bloßlegung der Pulpahöhle an vorderen Zähnen, wovon ich (1905, Taf. 16, Fig. 36) auch ein Beispiel abbildete, und das R. HERMANN (1907) behandelte, ist als Beweis längerer starker Abnutzung hier anzuführen. Im übrigen gilt, was ich (1905, S. 185ff.) über die Form und Stellung der Zähne ausführte. Ihr Schmelz ist vollkommen glatt und die Krone oben an den Innenzähnen stark gewölbt, an den anderen aber etwas abgeplattet und an äußeren bei Nr. II mit einem Grübchen versehen. Abkauungsspuren sind besonders bei Nr. II deutlich, wo die vorderen Zwischenzähne flach bis eben konkav, die vorderen Innenzähne nur am Vorderrand, besonders am vorderen Außeneck, schräg, aber auch oben ein wenig konkav abgeschliffen sind. Die Innenzähne sind etwa zweimal so breit als lang, bei Nr. III sogar über zweieinhalbmal, und nehmen wie alle Zähne nach vorn zu an Breite, weniger an Länge ab. Bei I und II ist auch der breiteste nicht so breit als die entsprechenden der zwei andern Reihen zusammen, bei III dürfte er sie aber übertroffen haben. Die Form ist queroval, doch ist der Hinterrand im äußeren Teil bei Nr. II und III ein wenig konkav, und das Außenende ist vorn abgerundet, hinten stärker konvex.

Die Mittelzähne sind bis auf den hintersten von Nr. II, dessen Kürze wie die des letzten Zahnes der Außenreihe aus der Regel fällt, nicht ganz zweimal so breit als lang, etwas kürzer und weniger breit als die entsprechenden Zähne der Innenreihe, an den größten Zähnen von II und bei III aber viel weniger breit als sie. Sie sind einfach queroval, z. T. mit ganz wenig verschmälertem Außenende.

Die Zähne der Außenreihe endlich sind ganz wenig schräg queroval, z. T. außen länger als innen, ein wenig kürzer als die Zähne der Zwischenreihe und deutlich schmaler.

Die Unterschiede von Nr. I und II gehen kaum über das gewöhnliche Maß der ziemlich großen Variabilität von Pycnodonten-Gebissen (STROMER: 1905, S. 187ff. und HENNIG: 1906, S. 182ff.) hinaus, und Nr. III gleicht in der Form der Zähne, abgesehen von der großen Breite der Innenzähne, so

sehr Nr. II, daß man in ihm wohl nur einen Rest eines Riesenindividuums derselben Art sehen darf.

Unter den von mir (1905, S. 187ff.) erwähnten Gebissen ist das von *P. Pellei* PRIEM aus dem Untereocän von Gafsa in Tunis fast so groß wie Nr. III, aber durch die fast gleiche Größe der Zwischen- und Außenzähne und durch die Breite der letzeren deutlich genug verschieden, während *P. mokattamensis* PRIEM durch die geringere Breite seiner Innen- und Zwischenzähne und durch die Skulptur der letzteren abweicht. *P. variabilis* STROMER (1905), das unter letzterem im untersten Mokattam (Mitteleocän) bei Kairo vorkommt, ist viel ähnlicher, besonders St. 3 und M. 1 der Nr. I und II und St. 2 in der Form der Innenzähne, aber gerade bei seinen größeren Exemplaren sind die Innenzähne relativ länger.

Steht diese Art, zu der ich ja auch *Periodus Königi* DIXON (1850, Taf. 10, Fig. 13) aus den Bracklesham beds von Sussex rechne, also zwar der unseren näher als *P. faba* MEYER mit seinen langen und nicht breiten Zähnen, *P. toliapicus* AG. und *Königi* AG. mit seinen viel schmaleren und *P. Bowerbanki* EGERTON mit seinen sehr breiten Zwischenzähnen und auch näher als der kleine *P. platessus* AG. mit seinen sehr breiten Innenzähnen, so scheint doch die geographische Trennung die Annahme einer spezifischen Verschiedenheit nahezulegen, die sich allerdings bei der Unvollständigkeit der so variablen Reste nicht genügend begründen läßt, weshalb ich unsere Form dem *Pycnodus variabilis* nur als var. *togoënsis* nov. var. anreihe.

Fischwirbel.

Aus dem Kalk von Adabion liegt ein Wirbelkörper von 13 mm nebst drei von weniger als 9 mm Durchmesser vor, die zu astero- und tektispondylen Haien gehören, aber natürlich nicht genauer zu bestimmen sind. Außerdem fanden sich dort aber auch vier größere Wirbelkörper von Knochenfischen, zu denen leider keine weiteren Reste gehören.

Myliobatis.

Das seit dem Untereocän mit Sicherheit nachgewiesene Genus, dessen Blütezeit im Mitteleocän war (STROMER: 1905, S. 45), ist im Kalk von Adabion das häufigste Fossil neben den Plattenstücken der Schildkröte. Außer unbestimmbaren isolierten Mittelzähnen und wenigen Stückchen von Schwanz-

stacheln sowie einem schlecht erhaltenen Stück einer oberen Zahnplatte sind drei unvollständige untere Zahnplatten vorhanden, bei welchen auch Reste der inneren Seitenzähne erhalten sind, so daß eine Bestimmung möglich ist.

Myliobatis Dixoni Ag.

Eine vorn abgekaute untere Zahnplatte und ein nur aus drei Zähnen bestehendes Stück stimmen in Form und Größe gut überein. Sie sind oben und unten gleichmäßig quergewölbt, unten mit zahlreichen Wurzelleisten versehen, oben deutlich quergestreift. Die fast geraden Mittelzähne sind bis etwas über 20 mm hoch, 50 bzw. 51 lang und 11 bzw. 9—10 dick, so daß das Verhältnis ihrer Länge zur Dicke

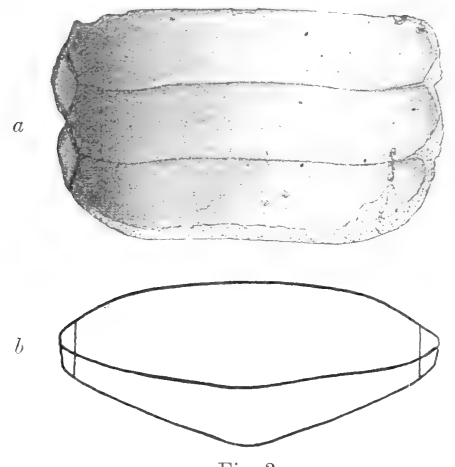


Fig. 3.
Myliobatis Dixoni Ag.
Stück einer unteren Kauplatte von oben und im Querschnitt. $^{1}/_{1}$. Adabion.

zwischen 4,64 und 5,5 schwankt. Ihre Seitenecken sind ganz stumpfwinkelig und fast gleichschenkelig, die außen lädierten inneren Seitenzähne scheinen rhombisch oder doch vorn und hinten sehr schmal und jedenfalls 2,5—2 mal so dick als lang zu sein. Bei der Ähnlichkeit speziell mit der von A. Smith Woodward (1888, S. 42) auf Taf. 1, Fig. 3 abgebildeten Kauplatte dürfte die Zugehörigkeit zu der im Eocän verbreiteten Art gesichert sein. Sie ist besonders in der Barton- und Bracklesham-Stufe Süd-Englands (Woodward: a. a. O.) und im

Bruxellien Belgiens häufig (LERICHE 1905, S. 102—104), ebenso auch am Kressenberg in Bayern (STROMER: 1904, S. 256—258), dort allerdings mit ungestreiftem Schmelz, und ich wies sie auch in der Kerun-Stufe des Fajum in Ägypten nach (1905, S. 41). Dagegen ist ihr Vorkommen im Untereocän von Tunis unsicher (STROMER: 1905, S. 43, 44), und das von LERICHE (1902, S. 28) im Landenien (Paleocän) Belgiens konstatierte erscheint mir auch nicht ganz unzweifelhaft, weil der Autor keine Abbildung und keine absoluten Maße angibt und, wie seine Vereinigung von *Myliobatis toliapicus* AG. mit *latidens* WOODWARD zeigt, die Arten allzu weit faßt.

Man darf die Art bis auf weiteres also doch für charakteristisch für das Mitteleocän und das Obereocän ansehen.

Myliobatis cf. *striatus* BUCKL.

Eine untere halbe Zahnplatte ist nur unten gewölbt, oben flach. Die Mittelzähne haben eine größte Höhe von 13 mm, eine Dicke von 7,9 und wohl eine Länge von 35 mm, sind also fast $4^1/_2$mal so lang als dick. Sie sind ziemlich gerade; ihr Schmelz ist deutlich quergestreift, ihr Seiteneck ganz stumpf und wenig ungleichseitig, und die inneren Seitenzähne scheinen deutlich dicker als lang gewesen zu sein. Wenn also auch die Mittelzähne ein wenig dicker als bei der typischen Art sind, rechtfertigt sich doch meine Bestimmung, die ich allerdings bei der Unvollständigkeit des Stückes nur mit Vorbehalt vornehme. Auch *M. striatus* ist charakteristisch für das Mitteleocän Europas (Bracklesham beds Südenglands nach SMITH WOODWARD: 1888, S. 42—44, Bruxellien Belgiens nach LERICHE: 1905, S. 105—106, Kressenberg Südbayerns nach STROMER: 1904, S. 258), aber es kommt nicht nur im Bartonien Englands, im Ledien Belgiens (LERICHE: 1906, S. 315, Taf. 16, Fig. 1) sowie in der dem Bartonien ungefähr gleichalterigen Kerun-Stufe Ägyptens (STROMER: 1905, S. 42), sondern auch noch im Oligocän des Samlandes vor (NÖTLING: 1885, S. 19, Taf. 2, Fig. 1), hier fälschlich als *M. toliapicus* bestimmt.

Hypolophites myliobatoides n. g. n. sp.

Texttafel Fig. 15, 16 a, b.

Eine Kauplatte, deren Basis etwas, die Oberfläche deutlich in der Kieferlängsrichtung gewölbt ist, ist in der Querrichtung deutlich gebogen, wie es bei oberen Kauplatten der *Myliobatinae* der Fall ist. Sie besteht aus einem Pflaster

sechseckiger Zähne, deren Schmelz nicht gestreift, sondern feingekörnelt ist, und deren Wurzeln an der Basis keine schmalen Leisten wie bei *Myliobatis* und *Aëtobatis*, sondern platte Fortsätze sind, die an den Seitenzähnen etwa 3—4mal, an den mittleren etwa 2mal so dick als lang sind. Jeder Zahn besitzt zwei, die ungefähr rechteckig sind, nur daß jede Lateralseite in der Mitte noch eine stumpfe Ecke bildet. Die der kleinen Seitenzähne gleichen den Leisten der *Myliobatis*, deren kleine

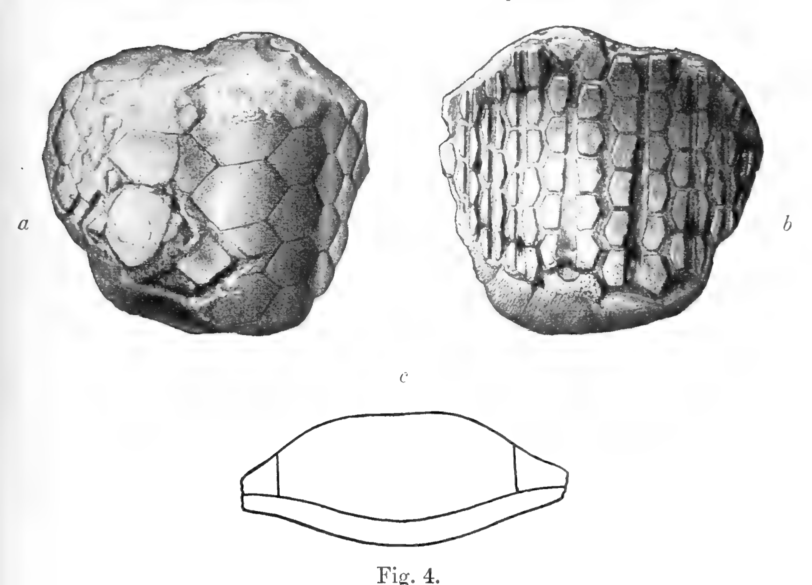


Fig. 4.
Hypolophites myliobatoides n. g. n. sp.
Kauplatte von oben, unten und im Querschnitt. $^1/_1$. Adabion.

Seitenzähne manchmal auch nur zwei Querleisten haben. Die Paare der zehn Querreihen alternieren miteinander entsprechend dem Alternieren der Zähne, von welchen, nach den Wurzeln zu schließen, mindestens sechs hintereinander sich folgten. Von diesen sind die drei Außenreihen, wie meist bei *Myliobatis*, niedere und quergestreckte, ein wenig schiefe Rhomben, nur daß an der innersten Reihe das vordere und hintere Eck abgestutzt ist, so daß sie sechseckig sind, was bei *Myliobatis* auch oft vorkommt. Da die äußeren nur in Resten vorhanden sind, läßt sich die Gesamtbreite der drei Reihen nur auf 8 mm, die Höhe auf 4—7 angeben, auch ist nicht unmöglich, wenn auch nicht wahrscheinlich, daß mehr als drei Seitenreihen

vorhanden waren. Die mittleren wie die inneren Seitenzähne sind um 6 mm dick, erstere 3,5, letztere bis 4,1 mm lang, also die innersten etwa 1,46 mal so dick als lang.

Statt der Mittelzähne von *Myliobatis* sind nun vier Querreihen alternierender Pflasterzähne vorhanden. Davon sind die nur einerseits gut erhaltenen seitlichen innen viel höher als außen, die zwei gleich großen der Mittelreihen aber nur etwas, wodurch die Wölbung dieses Teils der Platte zustande kommt. Die kleineren seitlichen sind Sechsecke, deren nach innen gerichteter einer Winkel viel spitzer als die anderen und deren Außenwinkel stumpf und ziemlich gleichschenkelig ist und deren Vorder- und Hinterseite ein wenig schräg nach innen hinten läuft. Die so etwas schräg verzerrte Oberfläche ist etwa 8 mm lang und dick, während die Höhe der Zähne zwischen 7 und 11 mm beträgt.

Die auch nur einerseits vollkommen erhaltenen Mittelzähne sind zwischen 11 und 17 mm hoch, 7,5 dick und fast 13 lang, also 1,73 mal so lang als dick, Sechsecke mit spitzen, etwas ungleichseitigen Seitenwinkeln und stumpfen, deutlich ungleichseitigen anderen Winkeln, deren Vorder- und Hinterseite ganz wenig nach hinten innen läuft.

Die Struktur ist, wie sich deutlich sehen läßt, anscheinend dieselbe wie bei *Myliobatis*, indem die niedere, ein wenig abgeschnürte Wurzel von einem regellosen Gewirr, die hohe Krone von senkrecht aufsteigenden Kanälen durchsetzt ist. Besteht hierin, in der Gesamtform und in den Seitenreihen, die ja wohl jederseits in der Dreizahl vorhanden waren, eine Übereinstimmung mit *Myliobatis*, so muß im Unterschied zu ihr und zu *Rhinoptera* (*Zygobatis*) und *Aëtobatis* hervorgehoben werden, daß hier keine unpaare Reihe vergrößerter, d. h. langer, Mittelzähne in der Symphysenregion vorhanden ist, sondern daß auch die Mittelzähne paarig sind. Hierin ist auch *Rhinoptera polyodon* GÜNTHER (1870, S. 495), die in der Gestalt der Zahnoberflächen der inneren Zähne ähnlich ist, verschieden.

JAEKEL, der die Kollektion vor mir durchsah, erkannte auch sofort, daß hier eine neue Form vorliege, die nach seiner Etikette zwischen *Rhombodus* DAMES und *Hypolophus*, speziell wohl *Trygon* (*Hypolophus*) *sephen* FORSKÅL sp., stehe.

Die isolierten Zähnchen aus der obersten Kreide von Maastricht, die DAMES (1881, S. 1—3) unter dem Namen *Rhombodus Binkhorsti* und dann JAEKEL (1894, S. 126, 127, Fig. 23) beschrieben und abbildeten, sind allerdings in der Wurzelbildung, Struktur usw. ähnlich, aber sie sind alle rhom-

bisch. Sie haben die Wurzeln parallel ihrer kleineren Diagonale, also umgekehrt wie hier die Zähne der äußeren Reihen, und es ist nichts darüber bekannt, ob sie wie bei *Rhinoptera polyodon* oder wie bei unserer Form angeordnet waren.

Auch die isoliert in der mittleren Kreide Nordamerikas gefundenen Zähne von *Myledaphus bipartitus* COPE (1876, S. 260 und LAMBE: 1902, S. 28, Taf. 19, Fig. 1) dürften einer verwandten Form, sicher keinem Holocephalen, angehören. Sie unterscheiden sich durch die eigentümliche Skulptur ihrer sechseckigen Kronenoberfläche, während sie in der Form von Krone und Wurzel sonst Mittelzähnen unseres Stückes ganz ähnlich sind.

Die ältesten, besser bekannten *Myliobatinae* aus der obersten Kreide von Pernambuco in Brasilien (SMITH WOODWARD: 1907, S. 194—196, Taf. 7, Fig. 4—7), *Apocopodon sericeus* COPE und *Rhinoptera prisca* A. SMITH WOODWARD: haben zahlreichere, wenn auch relativ nicht kurze Wurzelleisten an jedem Zahn, eine flache Oberseite der Kauplatte mit runzeligem Schmelz und zeigen keine Annäherung an unsere Form.

Dagegen gleicht der rezente *Hypolophus sephen* nach der Beschreibung und Abbildung, die JAEKEL (1894, S. 122ff, Fig. 22) von seinem Gebiß gibt, unserer Form in dem Fehlen einer unpaaren Symphysenreihe und in der Gestalt der Oberfläche und den zweigeteilten Wurzeln der symphysialen Zähne des Unterkiefers. Aber bei ihm sind hier jederseits 7 statt 5 Querreihen von Zähnen vorhanden, die zwar auch nach außen zu (d. h. distal-artikularwärts) an Größe abnehmen, aber alle sechseckig und deutlich längsgestreckt sind, während bei dem vorliegenden Stück die Zähne der jederseitigen drei Seitenreihen in umgekehrter Richtung wie die mittleren, also wie oft bei *Myliobatis* quergestreckt, und in den äußersten zwei Reihen rhomboidisch sind. Es gehört also zwar wohl auch einem Unterkiefer an, der ähnlich gebaut war wie bei *Hypolophus*, also nicht in der Symphyse flach wie bei den *Myliobatinae*, zeigt aber in seinen Seitenteilen eine Übereinstimmung mit *Myliobatis* und ist hierin eine zwischen beiden vermittelnde Form, ersterem und *Rhombodus* wohl näher verwandt als letzterem und mit ihnen die Gruppe *Hypolophinae* bildend. Ich nenne das unzweifelhaft neue Genus *Hypolophites myliobatoides*, weil es den Abstand von *Hypolophus* zu *Myliobatis* überbrückt, bei dem JAEKEL (a. a. O., S. 130) ja nachwies, daß in früher Jugend die unpaaren Symphysenzähne sich später anlegen als die paarigen Zähnchen.

Eine kleine Schuppe von Adabion ist wahrscheinlich hierher zu rechnen. Es ist eine dachförmige Basis mit leider nur an einer Stelle ganz unlädiertem scharfen Rand vorhanden von 15 mm Länge, etwa 8 mm größter Breite und ungefähr bis 9 mm größter Höhe. Die platten Seiten, die nur bis 2 mm dick sind, stoßen spitzwinkelig in der Mediane zusammen, doch ist der First etwas gerundet. Die Innenfläche ist glatt; die Oberfläche außer einem schmalen Randteil ist dicht mit aufrecht ovalen, eiförmigen, schmelzglänzenden Warzen besetzt, ähnlich wie bei manchen paläozoischen Flossenstacheln und bei einem in der Münchener paläontologischen Sammlung befindlichen Stück eines großen Flossenstachels aus dem obersten Jura von Kehlheim, den WAGNER (Abh. Kgl. Bayer. Akad., Bd. IX, Kl. 2, S. 41, München 1861) fälschlich mit *Astracanthus ornatissimus* AG. identifizierte, dessen Wärzchen wie so oft bei solchen Stacheln basal sternförmig sind. Der First bildet in der Längsrichtung einen stumpfen Winkel, an dessen Vorderseite, dicht an der Spitze, sich ein deutlich rückgeneigter Stachel erhebt, dessen allein erhaltene Basis 4 mm lang, bis $2\,^1/_2$ mm breit, also seitlich platt ist. Er ist glatt, vorn und hinten gerundet und zeigt im angeschliffenen Querbruch keine Spur einer Pulpahöhle, sondern innerhalb einer dichten Randzone offenbar Osteodentin.

Ein horizontaler Querschliff zeigte in der Platte der Schuppe viele quer getroffene Kanäle von rundem Querschnitt und dazwischen zahllose ganz wenig schräg getroffene Dentinröhrchen, also Osteodentin. Zugleich sind einige horizontale Kanalverbindungen längsgeschnitten, und von einer solchen strahlenfächerförmig sehr spitzwinkelig verzweigte Dentinröhrchen in eines der Wärzchen aus, das von einer dünnen, stark doppelbrechenden Schmelzschicht überkleidet ist.

Höher stehende Fische und besonders der Stör haben nun zwar manchmal recht ähnliche Hautplatten, aber aus Knochen, unter den *Plagiostomi* jedoch fand ich nichts Ähnliches, denn die Hautstacheln der *Trygonidae, Rajidae* und von *Echinorhinus* sind anders gebaut (siehe u. a. LARRAZET: 1886 und JAEKEL: 1894, S. 140, 141), und auch in der Literatur über tertiäre Reste konnte ich nichts Derartiges entdecken. Doch bestehen nach JAEKEL auch die Hautschuppen und Stacheln der Trygonidae aus Osteodentin (Vasodentin JAEKELs), und so halte ich nicht für unwahrscheinlich, daß das vorliegende Fossil einer ihnen so nahe stehenden Form wie *Hypolophites* angehört als wohl in der dorsalen Medianlinie gelegene Rücken- oder Schwanzstachelschuppe.

Lamnidae.

Die Verwirrung, die in der Bestimmung fossiler *Odontaspis-Lamna-* und *Otodus*-Zähne herrscht, wurde dadurch nicht verringert, daß LERICHE (1905) gleichzeitig mit mir[1]) sich bemühte, Ordnung in die eocänen Formen zu bringen und (1906) auf meine Resultate kaum Bezug nahm. Ich kann sie natürlich mit dem vorliegenden kleinen Material nicht beheben und begnüge mich deshalb mit kurzen Bestimmungen und mit Abbildungen.

Odontaspis cuspidata AG.

Texttafel Fig. 1a, b.

Die Art ist im Alt- und Mitteltertiär Europas, in der wohl untermiocänen patagonischen Molasse (AMEGHINO: 1906, S. 177, Taf. 1, Fig. 9; LERICHE: 1907), sowie wohl auch im Mitteleocän Ägyptens (STROMER: 1905, S. 171) und vielleicht im Untereocän Algiers (LERICHE: 1906, S. 401, 402) verbreitet. Mir liegen zwei stattliche Zähne aus dem Brunnen von Djagbati und einer von Tabligbo vor. Ob zu der gleichen Art die von PRIEM (1907, S. 75, Taf. 1, Fig. 2—4) dazu gerechneten Zähne von Mossamedes gehören, möchte ich bei deren Unvollständigkeit nicht entscheiden, auch konnte ich nichts Näheres über die Zähne derselben Art erfahren, die VASSEUR (1902, S. 61) vom Senegal erwähnt.

Odontaspis elegans AG. var. **substriata** nov. var.

Texttafel Fig. 2, 3.

Drei Zähne aus dem Kalk von Adabion, zwei von Tabligbo und ein oben abgebrochener aus dem Brunnen von Djagbati gehören zusammen. Sie gleichen im ganzen kleinen schlanken Vorderzähnen von *O. elegans* AG., aber ihre Innenseite ist nur mit sehr schwachen und wenigen Streifen versehen, bei einigen sogar gar nicht gestreift. Die vertikale, außen wenig, innen ziemlich stark gewölbte Krone ist nach innen gebogen oder geschwungen, bei einem innen glatten Zahn von Adabion aber gerade, seitlich bis fast zur Basis scharfkantig, was von *O. contortidens* AG. unterscheidet, und $^3/_4$ bis höchstens $1^1/_2$ cm hoch. Jederseits befindet sich ein kleines, sehr spitzes Seitenspitzchen. Man kann in diesen Zähnen

[1]) Meine Abhandlung IA erschien am 10. August und IB und IIA im November 1905.

eine Abart der im Alttertiär in Europa, in Nordafrika, Mossamedes (PRIEM: 1907, S. 75, Taf. 1, Fig. 6) und im östlichen Nordamerika nachgewiesenen Art sehen, bei der die charakteristische, sonst gerade bei kleinen Zähnen besonders gut entwickelte Streifung im Schwinden oder im Entstehen begriffen ist. Ganz gleiche Zähnchen befinden sich unter denjenigen aus dem untersten Mokattam bei Kairo, die ich an *O. cuspidata* AG. anreihte, weil auch AGASSIZ (III, S. 290) den Mangel der Kronenstreifung als Hauptunterschied von *O. elegans* angab. Da *O. elegans* etwas früher auftritt als *O. cuspidata*, und die Zähne der letzteren nicht so schlank sind als die vorliegenden, reihe ich nun diese vermittelnden Formen ersterer an. Dieselben Zähne liegen mir übrigens auch aus der mittelmiocänen Meeresmolasse von Ulm vor. Ein Zahn aus der patagonischen Molasse, den AMEGHINO (1906, S. 177, Taf. 1, Fig. 7 und 1908, S. 487, 488) zu *Scapanorhynchus subulatus* AG., einer von AGASSIZ ungenügend begründeten cretacischen Art, stellte, unterscheidet sich nicht von den ungestreiften Formen der hier zusammengefaßten Zähne, ebenso auch der Frontalzahn, den EASTMAN (1901, S. 105, Taf. 14, Fig. 1) unter *O. cuspidata* AG. aus dem Eocän von Maryland beschrieb.

Otodus Koerti n. sp.

Texttafel Fig. 4a, b und 5.

Aus dem Brunnen von Djagbati, in unvollständigen Exemplaren auch von Tabligbo, liegen endlich mehrere Vorder- und Seitenzähne vor, die ihrem Charakter nach zusammengehören und in Größe und Form zwischen *Otodus obliquus* AG. und *Otodus Aschersoni* STROMER (1905, S. 171) vermitteln. Letztere im Mitteleocän Ägyptens häufige Art hat LERICHE (1906, S. 403, Fig. 74—79) auch im Eocän von Algier und Tunis nachgewiesen, und es gehört dazu wohl auch der Zahn, den ALESSANDRI (1903, S. 455ff., Taf. 12, Fig. 7) unter *Lamna Vincenti* WINKLER aus dem Oligocän des nördlichen Apennin beschrieb, vielleicht auch der Zahn aus der patagonischen Molasse, den AMEGHINO (1906, S. 178, Taf. 1, Fig. 12 und 1908, S. 491, 492) zu der cretacischen *Lamna appendiculata* AG. stellte. Unter den mir vorliegenden haben die Vorderzähne längere vertikale und gerade Kronen und breitere Seitenspitzen, die seitlichen aber schärfere und kleinere Seitenspitzen als bei *O. Aschersoni*. Die völlig glatten scharfrandigen Kronen sind außen ganz wenig, innen auch nur etwas gewölbt und nie so lang wie bei *Otodus obliquus*. Die kleineren

Seitenzähne gleichen übrigens sehr denjenigen des Bruxellien und Laekenien Belgiens, die LERICHE (1905, Taf. 6, Fig. 28, 29) zu *Lamna verticalis* AG. stellte, nur stehen die Spitzen der Seitenspitzchen von der Krone ab.

Lamna Vincenti WINKLER.

Texttafel Fig. 6.

Zwei an der Wurzel lädierte Zähnchen aus dem Brunnen von Djagbati gleichen so vollkommen den von LERICHE (1905, S. 125, Taf. 6, Fig. 37, 42, 49) aus dem Mitteleocän Belgiens abgebildeten, daß die auch in Ägypten in gleichalterigen Ablagerungen vorkommende Art (STROMER: 1905, S. 170) nun als für Togo nachgewiesen angesehen werden kann. Der unvollständige Zahn, den AMEGHINO (1906, S. 179, Taf. 1, Fig. 15) zu der gleichen Art rechnete, was er selbst (1908, S. 492) nicht mehr recht aufrecht zu erhalten wagte, gehört sicher nicht dazu. Ob er zu *Odontaspis cuspidata* AG. zu zählen ist, wie LERICHE (1907, S. 136) vermutete, lasse ich dahingestellt.

Alopiopsis (?Physodon) secundus WINKLER.

Texttafel Fig. 7.

Zwei Zähnchen aus dem Brunnen von Djagbati gleichen vollkommen den in der Kerunstufe Ägyptens so häufigen, von mir (1905, S. 176) als *Alopiopsis* aff. *contortus* GIBBES bezeichneten Zähnchen, die LERICHE (1905, S. 132, 133 und 1906, S. 223—225) nach gleichen Zähnchen aus dem Bruxellien Belgiens zu *Physodon* zählte. Ich kann letztere Bestimmung, auf die ich (1905, S. 176) ja schon hinwies, zurzeit leider nicht nachprüfen; jedenfalls ist aber eine im Mitteleocän Belgiens und in der wenig jüngeren Kerunstufe verbreitete Art in Togo nachgewiesen. In den wohl oligocänen Phosphoriten des südlichen Nordamerika wie in der patagonischen Molasse finden sich verwandte größere Formen (AMEGHINO: 1906, Taf. 2, Fig. 26, 27), welch letztere eher zu einer *Prionodon*-Art als zu *Galeocerdo* gehören.

Xenodolamia aff. *simplex* LEIDY.

Texttafel Fig. 8a, b, c.

Auch mit den Phosphatschichten Südkarolinas gemeinsam ist eine Form, die durch einen Zahn von Tabligbo vertreten ist. Er gleicht im wesentlichen dem von *X. pravus* LEIDY

(1877, S. 251, Taf. 34, Fig. 33), nur sind seine scharfen Kronenränder bloß sehr schwach und unregelmäßig gezähnelt, auch steht die Krone ganz vertikal und ist gleichseitig, also *X. simplex* LEIDY (ebenda, Fig. 35), abgesehen von der größeren Kronenhöhe, ähnlicher. Die innen deutlich, außen wenig gewölbte Krone erhebt sich hier auf einer sehr stark entwickelten Wurzel, die in zwei ein wenig einseitig schräg gerichtete Hörner ausläuft, innen sehr stark verdickt ist und doppelt so hoch als außen ist. Sie entbehrt hier der bei *Carcharidae* gewöhnlichen Vertikalfurche, sonst wäre wenigstens der von LEIDY a. a. O., in Fig. 34 abgebildete, stärker krenulierte und gebogene Zahn manchen dieser Familie ähnlich; LERICHE (1905, S. 184) rechnet ihn aber wohl mit Recht zu *Carcharodon*. Wenn er aber die anderen zu den *Notidanidae* zählt und zu dem gleichen Genus auch von SMITH WOODWARD (1899, S. 11, Fig. 25, 26) im Londonton Süd-Englands, von ihm im Laekenien Belgiens gefundene Zähne rechnet, die keine Wurzelhörner haben, und deren Wurzel überdies innen nicht verdickt zu sein scheint, möchte ich doch ganz erhebliche Bedenken erheben und solche Zähne wie WOODWARD eher als Seitenzähne von *Oxyrhina* ansehen. Die vorliegende Form aber läßt sich noch am besten mit Symphysenzähnen vergleichen, wie sie EASTMAN (1895) bei der oberturonen *Oxyrhina Mantelli* AG. im Gegensatz zu den lebenden Arten fand. Doch sind sie etwas groß dafür, und die feine Randzähnelung bei der sonst so ähnlichen *Xenodolamia pravus* LEIDY (a. a. O., Taf. 34, Fig. 33) erweckt weitere Bedenken, auch sind in meinem allerdings kleinen Material keine Zähne von *Oxyrhina* vorhanden. Da die Struktur der *Xenodolamia*-Zähne noch nicht untersucht ist, kann ich nur auf jene äußere Ähnlichkeit hinweisen.

Galeocerdo aff. *latidens* AG.

Texttafel Fig. 9.

Ein kleines seitliches Zähnchen aus dem Brunnen von Djagbati würde ich zu dieser, besonders im Mitteleocän Europas und Ägyptens verbreiteten Art rechnen, wenn nicht der Mesialrand sehr wenig gebogen und nur unten ganz schwach gezähnelt wäre. In letzterer Beziehung gleicht es den Zähnchen von *G. aegyptiacus* STROMER (1905, S. 175) aus dem Uadi Ramlijeh und der Kerunstufe Ägyptens, bei denen aber der Mesialrand stärker gebogen ist, und die Zacken unter der distalen Kerbe höher sind. Durch die geringe Biegung des

Mesialrandes steht übrigens das Zähnchen Seitenzähnen von *Galeus*, die jedoch stets höher hinaufragende Zacken unter der Kerbe haben, besonders nahe, z. B. dem von AGASSIZ a. a. O. auf Taf. 26, Fig. 18 abgebildeten *Galeus*-Zahn, was mit den Ausführungen übereinstimmt, die ich (1905, S. 174ff.) über die Ähnlichkeit mancher tertiären *Galeocerdo*- und *Galeus*-Zähne machte. Auch bei den Zähnen von *Galeocerdo* (?) *latidens* aus dem Eocän von Maryland (EASTMAN: 1901, S. 109, Taf. 14, Fig. 8) und bei dem von DAVIS (1888, S. 34, Taf. 6, Fig. 7) aus der miocänen Oamaru-Stufe Neuseelands als oberen Zahn eines *Notidanus marginalis* DAVIS beschriebenen Zahn von *Galeocerdo davisi* CHAPMAN (1904, S. 273) ist der Mesialrand sehr wenig gebogen, aber fein gezähnelt. Sehr beachtenswert ist endlich, daß ein von PRIEM (1907a, S. 78, Taf. 1, Fig. 21) aus Mozambique beschriebener Zahn von *G. latidens* dem vorliegenden in seinen Besonderheiten gleicht. Die Zähne aus der patagonischen Molasse, die AMEGHINO (1906, Taf. 2, Fig. 24, 25 und 1908, S. 486, Fig. e, i) nach meiner Ansicht mit Recht zu *Galeocerdo latidens* AG. rechnete, einer Form, die übrigens auch in der mittelmiocänen Molasse von Baltringen und in Australien neben *G. aduncus* AG. vorkommt, sind als typische *Galeocerdo*-Zähne von den hier besprochenen verschieden.

Ginglymostoma aff. *thielense* WINKLER sp.

Texttafel Fig. 10.

Ein einzelner unterer Vorderzahn von Adabion mit etwas lädierten Spitzen, dessen Kronenvorderseite 7 mm lang und 8,5 mm hoch, in der Vertikalrichtung kaum konkav, in der Längsrichtung ganz wenig gewölbt ist, zeichnet sich dadurch aus, daß neben seiner deutlichen, aber nicht großen Hauptspitze jederseits drei größere und unten zwei ganz kleine Seitenspitzchen jederseits symmetrisch in ein wenig konvexem Bogen nach unten ziehen. Auch sind die seitlichen Unterränder neben dem stark nach unten konvexen Medianteil vorn ein wenig wulstig und so deutlich konkav, daß die Wurzelhörnchen von vorn sehr gut sichtbar sind.

Unter den von mir (1905, S. 165—167) besprochenen *Ginglymostoma*-Arten unterscheidet sich das große *G. Blanckenhorni* STROMER, eine im Mittel- und Obereocän Ägyptens nicht seltene Art, zu der auch *G. Fourtaui* PRIEM (1905, S. 635, Fig. 1—4) gehört, schon durch die Schwäche der Mittelspitze und die große Zahl der Seitenspitzen sehr deut-

lich. *G. serra* LEIDY (siehe auch A. SMITH WOODWARD: 1889, S. 348, Taf. XVI, Fig. 9) aus den nordamerikanischen Phosphaten und *G. Miqueli* PRIEM aus dem französischen Miocän dagegen haben zwar auch zahlreichere Seitenspitzchen, aber eine stärkere Hauptspitze; das rezente *G. Mülleri* GÜNTHER (= *concolor* MÜLLER et HENLE) sowie *G. trilobatum* LERICHE aus dem Paleocän Belgiens hat ebenfalls letztere, und *G. minutum* FORIR aus der belgischen oberen Kreide ist zwar im Größenverhältnis der Hauptspitze zu den Seitenspitzen ähnlich, aber besitzt nur 2 bis 3 Seitenspitzen und unten keine stärkere Konvexität.

Am meisten unter den fossilen Formen steht *G. thielense* WINKLER, eine im Ypresien, vor allem aber im Bruxellien Belgiens vorkommende Form, in Form und Größe unserer nahe, wenn auch unter den von LERICHE (1906, Taf. 8) abgebildeten Zähnchen keines identisch, vor allem nicht so hoch ist.

Schlußfolgerungen.

Die dürftigen Schildkröten-, Rhynchocephalen- und Schlangenreste sind für eine Altersbestimmung des Adabionkalkes nicht geeignet, nur sprechen die *Dyrosaurus*-ähnlichen Fossilien für ein paleocänes oder oberstcretacisches Alter; doch sind die Endflächen des Wirbels fast gar nicht konkav, was eine höhere Entwickelung, also ein geringeres geologisches Alter der Togoform gegenüber den anderen Champsosauriden anzunehmen gestattet. Die Fischreste: *Pycnodus variabilis* STROMER var. *togoënsis, Myliobatis Dixoni* AG., *Myliobatis* cf. *striatus* BUCKL., *Hypolophites myliobatoides* n. g. n. sp., *Odontaspis cuspidata* AG., *Odontaspis elegans* var. *substriata, Otodus Koerti* n. sp., *Lamna Vincenti* WINKLER, *Alopiopsis* (*? Physodon*) *secundus* WINKLER, *Xenodolamia* aff. *simplex* LEIDY, *Galeocerdo* aff. *latidens* AG. und *Ginglymostoma* aff. *thielense* WINKLER, machen äußerst wahrscheinlich, daß die Kalke von Tabligbo und Djagbati mit den Kalken von Adabion im Monu bei Tokpli ziemlich gleichalterig sind und beweisen die größere Verbreitung mariner Ablagerungen im südöstlichen Togo. Schon das Zusammenvorkommen von *Pycnodus* mit *Myliobatis* spricht für marines Eocän und ihre Arten, ebenso wie die der Haie für mittleres. Ein durch geringere Größe der nur zweiwurzeligen Zähne primitiveres Genus der *Myliobatidae* wie *Hypolophites* läßt sich auch für ein mindestens alttertiäres Alter der Kalksteine anführen. Durch ihre Beschreibung wird unsere Kenntnis der tertiären Wirbeltierfauna

der Westküste Afrikas nicht unerheblich erweitert; denn bisher wußte man bloß von jungtertiären Haifischzähnen vom Rio d'Oro in der westlichen Sahara, die JOLEAUD (1907) aufzählte, von einem Zahn von *Odontaspis cuspidata* AG., den VASSEUR (1902, S. 61) aus dem Eocän des Senegal erwähnte, von *Myliobatis-* oder *Aëtobatis*-Zähnen und dem großen Zahn des *Torpedo Hilgendorfi* JAEKEL, die JAEKEL (1904, S. 289ff.) aus dem tertiären Tuff von Balangi am Mungo-Fluß (in 4^0 30′ n. Br.?) in Kamerun beschrieb, und von den wenigen Haifischzähnen, die PRIEM (1907) aus dem Mitteleocän von Damba Alves Bastos bei Mossamedes bestimmte.

Dazu kommen die nicht näher bestimmten Reste eines Krokodiliers, von Schildkröten, *Scyllium*, *Aprionodon* und *? Cimolichthys*, die nach PRIEM in CHUDEAU (1909, S. 95 und 103) in wahrscheinlichem Mitteleocän des Berglandes (= Adrar) von Tahua, also im Norden von Sokoto, sich fanden.

Auf die Bedeutung des sicheren Nachweises von Alttertiär in Westafrika für die Paläogeographie habe ich zwar schon in meiner vorjährigen Mitteilung hingewiesen, auch sind die Haifische infolge ihrer weiten geographischen Verbreitung und ihre isolierten Zähne wegen der Schwierigkeit einer sicheren Bestimmung nicht sehr gut zu tiergeographischen Schlüssen geeignet, es scheint mir aber doch nötig, hier noch Einzelheiten zu erwähnen, weil mehrfach, so besonders von IHERING (1908), an der Konstruktion einer geschlossenen, tertiären Festlandsbrücke zwischen Brasilien und Westafrika festgehalten wird.

Das Vorkommen von *Odontaspis cuspidata* und *elegans* var. *substriata*, *Lamna Vincenti*, *Galeocerdo* aff. *latidens*, *Ginglymostoma* aff. *thielense*, *Myliobatis Dixoni* und aff. *striatus*, sowie des *Otodus Koerti*, der dem *O. Aschersoni*, und des *Pycnodus variabilis* var. *togoënsis*, der dem *P. variabilis* nahe steht, im Eocän von Togo ebenso wie das von *Odontaspis elegans*, *O. ? cuspidata*, *Lamna macrota* und *Otodus obliquus* in dem von Mossamedes, sowie wahrscheinlich auch der *Odontaspis cuspidata* im Eocän des Senegal, alles Arten, die im Eocän von Mittel- und Westeuropa wie von Algier, Tunis und Ägypten häufig oder in nahe stehenden Arten und Varietäten vertreten sind, spricht entschieden für einen Zusammenhang des damaligen Meeres an der tropischen Westküste Afrikas mit den mittel- und westeuropäischen sowie den mediterranen Eocänmeeren. Es ist am naturgemäßesten, ihn westlich der Sahara anzunehmen, da in der nördlichen und zentralen Sahara wie in Tripolitanien marines Alttertiär

nach dem jetzigen Stande der Kenntnisse fehlt, die allerdings jungtertiären Fischreste vom Rio d'Oro für diese Verbindung sprechen, und man ohne zwingende Gründe nicht ein erhebliches Abweichen der tertiären Meeresgrenzen von den gegenwärtigen annehmen sollte.

Wahrscheinlich hat das Eocänmeer aber auch um Südafrika herum nach Osten und von da nach Ägypten gereicht. Doch könnten dafür von Fischresten zurzeit nur die wenigen mittel- oder jungtertiären von PRIEM (1907 und 1907a. S. 465) aus Mozambique und aus Madagaskar beschriebenen als Beweis angeführt werden. Denn die von E. SCHWARZ (1909, S. 114) als oberstcretacisch aufgezählten Haifischarten der Alexandriastufe von Port Elisabeth bis Eastlondon im südöstlichen Kapland sind wohl jungtertiär und bedürfen der Nachprüfung. Ich glaube nämlich nicht, daß *Carcharodon rondeletti*, *megalodon* und *auriculatus* gleichzeitig und am gleichen Orte vorkommen.

Auffällig gering erscheinen die Beziehungen der fossilen Fischfauna von Togo mit der, allerdings wohl jüngeren, aber doch alttertiären, des südöstlichen Nordamerika, denn dort ist nur *Odontaspis elegans* var. *substriata* in Maryland und *Xenodolamia simplex* LEIDY in Südkarolina nachgewiesen. Daß mit der patagonischen Molasse nur *Odontaspis cuspidata*, *O. elegans* var. *substriata* und *Otodus Aschersoni* gemeinsam sind, erklärt sich wohl einfach daraus, daß sie entgegen der Ansicht AMEGHINOs und IHERINGs erheblich jünger, höchstens untermiocän ist, wofür ja auch ihre Walfischfauna spricht, wie TRUE (1910, S. 32) neuerdings hervorhob.

Vielleicht deutet übrigens der Umstand, daß ich mehrere Fischformen nicht mit ungefähr gleichalterigen europäischen oder mediterranen identifizieren konnte, weil ich kleine Abweichungen fand, auf das Vorhandensein tiergeographischer Abarten; doch reicht natürlich unsere gegenwärtige Kenntnis bei weitem noch nicht aus, um das zu beweisen. Von Interesse ist jedenfalls die Verbreitung der Gattung *Galeocerdo* im Tertiär. Sie ist jetzt vor allem in nördlichen Meeren heimisch, im Alttertiär aber dort noch unbekannt, vielleicht nur infolge unserer äußerst geringen Kenntnis marinen nordischen Alttertiärs. Dafür ist sie nicht nur im Alttertiär des südöstlichen Nordamerika, von Mittel-, West- und Südeuropa wie von Ägypten und jetzt auch von Togo nachgewiesen, sondern auch im Mittel- oder Jungtertiär von Mozambique (PRIEM: 1907, S. 78), Patagonien (AMEGHINO: 1906 und 1908) und von Australien und Neuseeland (CHAPMAN und PRITHARD:

1904, S. 273—275). Sie war also im Alttertiär wohl weiter als jetzt und im Miocän vielleicht universell verbreitet.

Daß zur Alttertiärzeit jedoch die *Lamnidae* die größte Rolle unter den Haifischen spielten, wird auch durch die Fauna von Togo bestätigt. Besonders häufig sind in ihr aber Formen, deren Gebiß zum Zerknacken und Zermalmen von Conchylien geeignet ist: *Pycnodus*, *Myliobatis* und *Hypolophites*, womit vielleicht der Umstand in Zusammenhang zu bringen ist, daß im Kalkstein von Adabion so viele Bruchstücke von Muscheln enthalten sind.

Abgesehen von dem Nachweis einer größeren geographischen Verbreitung ist von all den Fischen nur *Hypolophites* von speziellem Interesse, weil er, wie auf S. *493* schon erwähnt, in mancher Beziehung eine Lücke ausfüllt.

Da *Myliobatis* und *Aëtobatis*, wie ich (1905, S. 45) ausführte, schon zur Mitteleocänzeit ihre Blütezeit hatten und schon früher differenziert waren, und da die Stammesgeschichte der Familie zum mindesten in die obere Kreidezeit zurückreicht, die damaligen Formen aber noch zu wenig bekannt sind, kann hier darüber nichts weiter gesagt werden. Nur ist nochmals hervorzuheben, daß das Gebiß im Besitz von nur zweiwurzeligen, nicht übermäßig vergrößerten Zähnen und im Mangel einer unpaaren Symphysenreihe primitiver ist als das der *Myliobatinae*.

Was endlich die Reptilien anlangt, so sind die Reste eines Champsosauriden von besonderem Interesse; denn sie erweisen nicht nur eine größere geographische Verbreitung der Familie, sondern auch ihr Fortleben in mitteleocäner Zeit, während sie in Europa wie in Nordamerika nach dem Paleocän erloschen zu sein scheint. Es fügt sich das in die Gesetzmäßigkeit ein, welche die jetzigen Faunen und Floren so vielfach zeigen, daß auf den südlichen Kontinenten und Inseln viele aussterbende Formen länger fortexistieren als im Norden. Da wir die fossilen Land- und Süßwasserfaunen der südlichen Gebiete noch sehr ungenügend kennen, haben wir aus der geologischen Vergangenheit noch wenig Beispiele dafür. Gerade aus Afrika sind aber neuerdings noch weitere Fälle bekannt geworden, nämlich das Vorkommen von *Ceratodus* in wahrscheinlich mittlerer Kreide der Sahara, von sauropoden Dinosauriern in der oberen Kreide Deutsch-Ostafrikas, von *Arsinoitherium* im Unteroligocän Ägyptens und von *Mastodon* im Quartär Südafrikas[1]). In Europa findet sich der jüngste

[1]) In Südamerika verhält es sich offenbar ebenso, denn dort kommen Dinosaurier und *Ceratodus* sogar noch im Alttertiär vor und gaben mit Anlaß, daß Ameghino und Ihering es für Kreide halten.

Ceratodus im mittleren Jura, in Nordamerika sicher noch im oberen (die von COPE: 1876, S. 12, 13 aus der obersten Kreide von Montana beschriebenen, aber nicht abgebildeten *Ceratodus*-Zähne sind fragliche Gebilde, MOODIE [1908, S. 252, Fig. 3] hält eine der zwei Formen für ein Klammerorgan eines Amphibiums). Die jüngsten *Sauropoda* sind in Europa und Nordamerika nur in der unteren Kreide festgestellt, denn ein aus der obersten Kreide Frankreichs erwähnter ist unsicher (LULL: 1910, S. 26). *Arsinoitherium* ist wohl ein spezialisierter Amblypode, deren jüngste Vertreter in Europa im unteren, in Nordamerika im oberen Eocän vorkommen. *Mastodon* endlich findet sich in Europa zuletzt im Pliocän, in Nordamerika allerdings wie im Süden im Diluvium.

Daß der Wirbel von Togo wie die Reste des *Dyrosaurus* aus dem ältesten Tertiär von Tunis das Vorkommen besonders großer Tiere beweisen, ebenso wie auch das Gebiß eines *Pycnodus variabilis* var. *togoënsis* und des *Pycnodus Pellei* PRIEM aus der gleichen Stufe von Tunis, steht endlich mit einer anderen Gesetzmäßigkeit in Einklang, daß Riesenformen zur Zeit des Höhepunktes oder kurz vor dem Erlöschen einer Gruppe aufzutreten pflegen.

Eine nicht unwichtige Frage ist endlich, ob die *Dyrosaurus*-ähnliche Art im Meere lebte. Da die *Dyrosaurus*-Reste in marinen Phosphaten vorkommen und die vorliegenden in einem reinen Kalkstein, der zahlreiche Reste mariner Wirbelloser und Wirbeltiere enthält, ist das äußerst wahrscheinlich. Doch ist gerade bei letzteren zu erwägen, daß die gar nicht abgerollten Wirbel einer wohl landbewohnenden Schlange auch in die marine Ablagerung geraten sind, die sicher im Seichtwasser und wahrscheinlich in Küstennähe entstanden ist. Die Reinheit des Adabionkalkes, die aus der von VON AMMON (1905, S. 469) veröffentlichten Analyse Dr. SCHWAGERS hervorgeht, ist kein Grund gegen diese Annahme. Denn auch die so reinen Solnhofener Plattenkalke sind bekanntlich in ganz seichtem Wasser und in nächster Küstennähe abgelagert und auch die weißgelben Nummulitenkalke des unteren Mokattam bei Kairo sind wenigstens Seichtwasserbildungen, wie ich (1909, S. 514) aus dem nicht seltenen Vorkommen ziemlich vollständiger Skelette von Seekühen, also von typischen Seichtwasserbewohnern, folgerte. Es ist das besonders hervorzuheben, weil CHUDEAU (1909, S. 98) irrigerweise den Mangel von Nummuliten im Eocän des Westsudan damit zu erklären suchte, daß dort Seichtwasserablagerungen seien. Da für jene Gegend natürlich auch

meine Erklärung (1909, S. 514) nicht zutreffen kann, daß das Meer für diese Warmwasserbewohner zu kalt gewesen sei, kann man vielleicht annehmen, daß das so weit im Innern liegende Meeresbecken zu abgeschlossen war und deshalb eventuell auch keinen normalen Salzgehalt hatte.

Literatur.

AGASSIZ, L.: Recherches sur les Poissons fossiles. Bd. I, II und III. Neuchâtel 1833—1843.

ALESSANDRI, G. DE: Note d' Ittiologia fossile. Atti Soc. Ital. sci. natur., Bd. **41**, S. 443ff. 1903.

AMEGHINO, FL.: Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie. Anal. Mus. nacion., Ser. 3a, Bd. VIII, Buenos Ayres 1906.

— Notes sur les Poissons du Patagonien. Ebenda, Bd. IX, S. 477ff., 1908.

AMMON, L. v.: Zur Geologie von Togo und vom Nigerlande. Mitt. geogr. Ges. München, Bd. I, 1905.

BÖHM, JOH.: Über einen Furchenstein und Tertiär in Dahome. Diese Zeitschr., Bd. **56**, Monatsber., S. 141ff., Berlin 1904.

BROWN, BARNUM: The osteology of *Champsosaurus* COPE. Mem. Amer. Mus. natur. hist., Bd. IX, T. 1, New York 1905.

CHAPMAN, F., and G. B. PRITCHARD: Fossil fish remains from the Tertiaries of Australia. Proc. R. Soc. Victoria, N. S., Bd. XVII, Melbourne 1904.

CHUDEAU, R.: Sahara soudanais. Bd. II von GAUTIER et CHUDEAU: Missions au Sahara. Paris 1909.

COPE, E. D.: Description of some Vertebrate remains from the Fort Union beds of Montana. Proc. Acad. nat. sci. Philadelphia 1876.

— The Vertebrata of the tertiary formations of the West. In Hayden Rep. U. St. geol. Surv., Bd. III, Washington 1884.

DAMES, W.: Fischzähne aus der obersenonen Tuffkreide von Maastricht. Sitz.-Ber. Ges. naturf. Freunde, Berlin 1881.

— Die Chelonier der norddeutschen Tertiärformation. Paläont. Abhandl., N. F., Bd. II, S. 197 ff. Jena 1894.

DAVIS, J. W.: On fossil Fish remains from the tertiary and cretaceous formations of New Zealand. Scient. Trans. R. Dublin Soc., Ser. 2, Bd. IV, Dublin 1888.

DIXON, FR.: The Geology and the fossils of the tertiary and cretaceous formations of Sussex. London 1850.

DOLLO, L.: Première note sur le Simaedosaurien d'Erquelinnes. Bull. Mus. R. hist. natur. Belgique, Bd. III, Bruxelles 1884.

EASTMAN, Ch. R.: Beiträge zur Kenntnis der Gattung *Oxyrhina*. Palaeontogr., Bd. **41**, Stuttgart 1895.

— Fishes. In Maryland geol. Survey, Eocene, S. 95ff., Baltimore 1901.

GÜNTHER, R.: Catalogue of the fishes in the British Museum, Bd. VIII, London 1870.

HENNIG, E.: *Gyrodus* und die Organisation der Pyknodonten. Palaeontogr., Bd. **53**, Stuttgart 1906.

HERMANN, R.: Über das Vorkommen hohler Zähne bei fossilen und lebenden Tieren. Sitz.-Ber. Ges. naturf. Freunde, S. 196ff., Berlin 1907.

Hubert, H.: Mission scientifique au Dahomey. Paris 1908.
Jaekel, O.: Die eocänen Selachier vom Monte Bolca. Berlin 1894.
— Über einen Torpediniden und andere Fischreste aus dem Tertiär von Kamerun. In Esch: Beiträge zur Geologie von Kamerun, S. 289 ff. Stuttgart 1904.
Ihering, H. v.: Die Entstehungsgeschichte der Fauna der neotropischen Region. Verh. k. k. zool.-botan. Ges. Wien 1908.
Joleaud, L.: Note sur quelques dents de poissons fossiles du Rio d'Oro (Sahara occidentale). Bull. Soc. géol. France, Ser. 4, Bd. VII, Paris 1907.
Koert, F.: Das Kalklager von Tokpli und seine Verwertbarkeit. Amtsbl. f. d. Schutzgeb. Togo 1908, S. 19.
Lambe, L.: New genera and species from the Belly river series (Mid-Cretaceous). Contrib. Canadian Paleont., Bd. II, Ottawa 1902.
Larrazet: Des pièces de la peau de quelques Selacians fossiles. Bull. Soc. géol. France, Ser. 3, Bd. XIV, Paris 1886.
Leidy, J.: Extinct Vertebrata from the Judith river and great lignite formations of Nebraska. Trans. Amer. philos. Soc., N. S., Bd. XI. Philadelphia 1860.
— Description of Vertebrate remains chiefly from the phosphate beds of South Carolina. Journ. Acad. nat. Sci., Bd. VIII, Philadelphia 1877.
Lemoine, V.: Sur la presence du Simaedosaure dans les couches eocènes inférieures de Sezanne. Bull. Soc. géol. France, Ser. 3, Bd. XIV, Paris 1885.
Leriche, M.: Les poissons paleocènes de la Belgique. Mem. Mus. R. d'hist. natur. Belgique, Bd. II, Bruxelles 1902.
— Les poissons eocènés de la Belgique. Ebenda, Bd. III, Bruxelles 1905.
— Contributions à l'étude des poissons fossiles du nord de la France et des régions voisines. Mém. Soc. géol. du Nord, Bd. V, Lille 1906.
— Observations sur les poissons du patagonien récement signalés par Fl. Ameghino. Ann. Soc. géol. du Nord, Bd. **36**, S. 129 ff. Lille 1907.
Lull, S.: Dinosaurian distribution. Amer. Journ. Sci. Bd. XXIX, S. 1 ff., New Haven, Conn., 1910.
Moodie, Roy: The clasping organs of extinct and recent Amphibin. Biolog. Bull., Bd. XIV, S. 249 ff. ? Chicago 1908.
Nötling: Die Fauna des samländischen Tertiärs. Abhandl. Geol. Spezialkarte Preußen, Bd. VI, H. 3, Berlin 1885.
Pomel: Decouverte de Champsosauriens dans les gisements de phosphorite du Suessonien de l'Algerie und: Sur le *Dyrosaurus thevestensis*. Comptes rendus Acad. Sci., Bd. **118**, Paris 1894.
Priem, E.: Sur les poissons fossiles des Phosphates d'Algerie et de Tunisie. Bull. Soc. géol. France, Sér. 4, Bd. III, Paris 1903.
— Sur les poissons fossiles de l'Eocène moyen d'Égypte. Ebenda, Sér. 4, Bd. V. Paris 1905.
— Poissons tertiaires des possessions africaines du Portugal. Communicaçaos Serv. geol. Portugal, Bd. VII, Lisbonne 1907.
— Note sur les poissons fossiles de Madagascar. Bull. Soc. géol. France, Sér. 4, Bd. VII, S. 462 ff., Paris 1907 (a).
Rochebrune: Mémoire sur les vertèbres des Ophidiens. Journ. Anat. et Physiol., Bd. XVII, Paris 1881.
— Revision des Ophidiens fossiles. Nouv. Archives Museum, Sér. 2, Bd. III, Paris 1880.

SCHWARZ, C. H. L.: The Alexandria formation (uppermost cretaceous) on the south coast of Africa. Trans. geol. Soc. South Africa, Bd. XI, S. 107ff., Johannesburg 1908.
STEFANO, G. DE: Nuovi Rettili degli strati a fosfato della Tunisia. Boll. Soc. ital. geol., Bd. XXII, Rom 1903.
STROMER, E.: Myliobatiden aus dem Mitteleocän der bayerischen Alpen. Diese Zeitschr., Bd. **56**, Berlin 1904.
— Die Fischreste des mittleren und oberen Eocäns von Ägypten. I und II A. Beitr. Pal. u. Geol. Österr.-Ungarns, Bd. XVIII, Wien 1905.
— Über Alttertiär in Westafrika und die Südatlantis. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. XXX, S. 511ff., Berlin 1909.
THOMAS, PHIL.: Description de quelques fossiles nouveaux ou critiques des terrains tertiaires et secondaires de la Tunisie. Explorat. scient. de la Tunisie, Bd. III, Teil 6, Paris 1893.
TRUE, FR. M.: Description of a skull and some vertebrae of the fossil Cetacean *Diochotichus van benedeni* from Sta. Cruz, Patagonia. Bull. Amer. Mus. natur. hist. Bd. XXVIII, S. 19ff., New York 1910.
VASSEUR, G.: Sur la decouverte du terrain nummulitique dans un sondage executé à St. Louis du Senegal. Compt. rendus Acad. Sci., Bd. **134**, S. 60—63, Paris 1902.
WOODWARD, A. SMITH: Notes on the determination of the fossil teeth of *Myliobatis*, with a revision of the english species. Ann. a. Mag. nat. hist., Ser. 6, Bd. I, London 1888.
— Catalogue of the fossil fishes in the British Museum. Bd. I, London 1889.
— Note on the teeth of Sharkes and Skates from english eocene formations. Proc. Geol. Assoc., Bd. XVI, 1899.
— Notes on some upper cretaceous fish-remains from the provinces of Sergipe and Pernambuco, Brazil. Geol. Magaz., Dec. 5, Bd. IV, London 1907.

---

40. Odontopteryx longirostris n. sp.

Von Herrn BORIS SPULSKI.

Königsberg i. Pr., den 4. April 1910.

Das vorliegende Exemplar eines bezahnten Vogelschädels ist eine glückliche Ergänzung zu dem OWENschen *Odontopteryx toliapicus*[1]). Zwar weicht das erste in verschiedenen Eigentümlichkeiten sowie in den Dimensionen, wie wir später sehen werden, erheblich von *Odontopteryx toliapicus* ab, das Eigentümlichste desselben, die zahnähnlichen Knochenzapfen in den

[1]) OWEN: Description of the Skull of a Dentigerous Bird (*Odontopteryx toliapicus*) from the London Clay of Sheppey. Quart. Journ. of the Geol. Soc. of London.

Kiefern, hat er mit dem letzten gemeinsam. Eine weitere Eigentümlichkeit des Exemplares besteht im Besitz der Sklerotikalringe, welche von OWEN für den *Odontopteryx toliapicus* nicht angegeben worden waren. Die Sklerotikalringe selbst habe ich leider nicht mehr zu sehen bekommen. Bei einem Unfall, der dem Schädel widerfahren ist, ist der am rechten Auge ursprünglich vorhandene Sklerotikalring verloren gegangen. Daß er aber vorhanden gewesen ist, bestätigen die Zeugnisse von TORNQUIST, LÜHE u. a. und vor allen auch die eigentümlichen Facetten in den Orbitalhöhlen, auf dem Alisphenoid, Orbitosphenoid.

Über das Alter des Schädels und den Fundort sagt bedauerlicherweise ein ihm beigegebenes Etikett sehr wenig aus. Es hat ihn etwa vor 5 Jahren ein Matrose aus Brasilien mitgebracht und an den Raritätenhändler J. SCHULZE in Königsberg verkauft haben, von welchem er 1905 von Prof. BRAUN für das Zoologische Institut erworben wurde[1]).

Die Ausfüllung der Orbiten ist ein reiner, körniger Kalk, was natürlich noch nicht berechtigt, anzunehmen, daß auch das Muttergestein ein Kalkstein war. Denn solche Kalkspatausfüllungen der Schädel finden auch in jedem kalkhaltigen Gesteine statt.

Der großen Ähnlichkeit des vorliegenden Schädels mit dem des *Odontopteryx toliapicus* wie auch seinen primitiven Merkmalen zufolge müßte er mindestens ein eocänes Alter haben.

Der Erhaltungszustand des Exemplares ist ein ziemlich günstiger. Das Hinterhaupt neben dem Foramen magnum, die obere Partie des Schädels samt Orbiten, ein großes Stück vom Schnabel mit Ober- und Unterkiefer sind erhalten. Auf der linken Lateralfläche sieht man das Quadratum und das ganze Quadratojugale, auf der rechten das Lacrimale und die Präorbitalgrube. Auf der Basis des Schädels fehlen der Condylus, das Basioccipitale und die Flügelbeine.

Die zahnähnlichen Zapfen in beiden Kiefern sind teilweise abgebrochen; die abgebrochenen Spitzen stecken aber noch im anklebenden Kalkspat, so daß ihre Gestalt noch wohl zu erkennen ist.

---

[1]) Ich erlaube mir, an dieser Stelle den genannten Herren, Geheimrat Prof. Dr. BRAUN, Prof. Dr. A. TORNQUIST, Prof. Dr. M. LÜHE, für das Vertrauen, das sie mir durch die Erlaubnis, den Schädel zu bearbeiten, erwiesen haben, sowie Herrn Dr. W. KLIEN für die photographischen Aufnahmen, die er in liebenswürdiger Weise übernommen hat, meinen besten Dank auszusprechen.

Spezielle Beschreibung des Schädels.

Das Hinterhaupt (vgl. Fig. 1) fällt steil ab und ist breiter als hoch. Das Foramen magnum ist nach unten gerichtet; seine Länge übertrifft die Breite. Die Breite des Hinterhaupts über dem Foramen magnum beträgt 0,09 m, seine Höhe über dem Foramen magnum 0,035 m. In der Mitte (in der Medianlinie) des mit den Exoccipitalia vollkommen verwachsenen Supraoccipitale befindet sich ein Wulst, der 0,015 m über

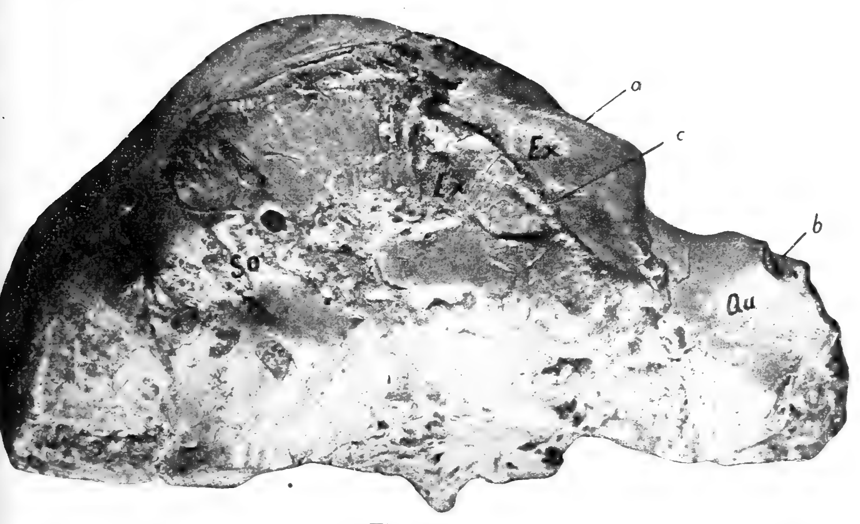


Fig. 1.
Das Hinterhaupt. $^1/_2$ nat. Gr.

So Supraorbitale, *Ex* Exoccipitale, *Qu* Quadratum, *a* Grenzsutur zwischen *Ex* und Squamosum, *b* Gelenkgrube für das Quadratojugale, *c* „Exoccipital ridge".

dem Foramen magnum breiter wird, sich teilt und eine Vertiefung lateral umgrenzt. Seitlich von diesem Wulst ist das Hinterhaupt deutlich konkav. Lateral wird die Hinterhauptsfläche von dreieckigen hohen Flächen begrenzt, die wahrscheinlich den Exoccipitalia angehören; nach vorne und hinten werden sie von Kämmen begrenzt, von denen der vordere als die Sutur zwischen Squamosum und Exoccipitale zu deuten ist, während der hintere (Fig. 1, c) dem „Exoccipital ridge" OWENs zu entsprechen scheint. Nach vorne und unten gelenkt das Exoccipitale mit dem Quadratum (Fig. 1, Qu). Die obere Grenze des Supraoccipitale ist durch eine deutliche, zackige

Naht gekennzeichnet. In der Nähe der Medianlinie springt die Naht hinten vor.

Die vor der Naht liegende Fläche (Fig. 2, Pa) ist äußerst kurz, ihre größte Länge ist 0,012 m. Nach vorne wird dieselbe durch eine tiefe Rinne begrenzt. Seitlich stößt diese Fläche mit dem Squamosum zusammen. Wie sie zu deuten ist, ist fraglich; sehr wahrscheinlich stellt sie die Parietalia dar, welche ja bei den Vögeln gewöhnlich klein sind.

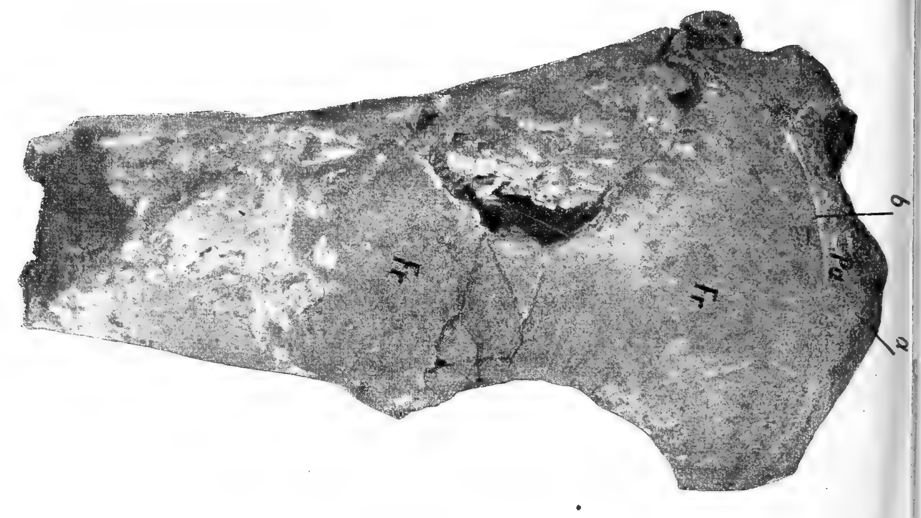


Fig. 2.
Der Schädel von oben. $^1/_2$ nat. Gr.

Pa Parietalia (?), *Fr* Frontalia, *a* Sutur zwischen *So* und *Pa*, *b* Sutur (?) zwischen *Pa* und *Fr*.

Das Squamosum (Fig. 3, Sq), welches eine etwas konkave Knochenplatte darstellt, stößt hinten in einer erhöhten Sutur (s. o.) mit dem Exoccipitale zusammen und bildet nach unten, hinten und innen eine Gelenkfläche für das Quadratum.

Gegenüber den Parietalia (?) sind die Frontalia (Fig. 2, Fr) außerordentlich groß. Hinter den Orbitalhöhlen überwölben sie den größten Teil der Hirnhöhle, sind in der Medianlinie konkav, nach den Seiten zu etwas konvex, verschmälern sich weiter nach vorne und werden zwischen den Orbiten stark konkav. Ca. 2 cm vor dem vorderen Rande der Orbitalhöhlen (Fig. 2) stoßen die Frontalia mit den Nasalia zusammen. Lateral bilden die Frontalia zum großen Teil die Orbitalhöhlen

und sind hier mit deutlichen, ca. 0,015 m hohen Facetten versehen (Fig. 6, a), welche zur Gelenkung der Sklerotikalringe dienten. Die Länge der Frontalia beträgt ca. 0,13 m.

Der sichtbare Teil des Quadratums (Fig. 3, Qu) ist 0,045 m lang, verbreitert sich beträchtlich distal und ist kolbenförmig. Die hintere, schräg nach vorne geneigte Fläche ist an der breitesten Stelle konkav, bildet nach der Medianlinie zu einen sanften Sattel und steigt dann in der Nähe des Flügelbeins

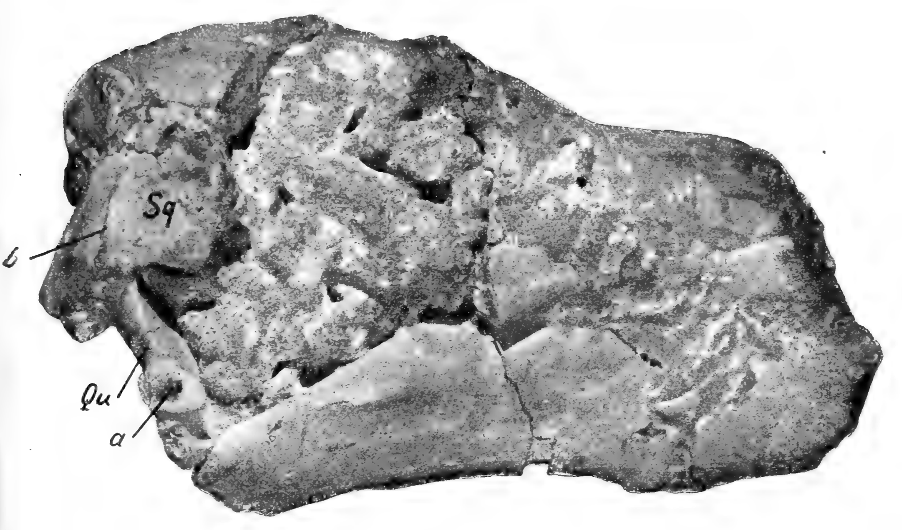


Fig. 3.
Schädel von der linken Seite. ½ nat. Gr.

Sq Squamosum, *Qu* Quadratum, *a* Gelenkgrube für das Quadratojugale, *b* Sutur zwischen *Ex* und *Sq*.

sanft nach vorne und oben. Die Gelenkgrube für das Quadratojugale (Fig. 3, a) ist tief, im Umriß rund und nach außen gerichtet. Nach vorne und unten ist sie von einer abgeflachten vorspringenden Fläche begrenzt, die als Stütze für das Quadratojugale anzusehen ist. Hervorzuheben ist, daß dieses Gelenk den Außenrand des Quadratums sehr wenig überragt.

Das Quadratojugale und das Jugale (Fig. 4, Quj), die völlig verschmolzen sind, stellen einen ziemlich hohen, auf der Außenseite konkaven, auf der Innenseite konvexen, mit einem scharfen Oberrand und gerundeten Unterrand versehenen Knochen dar. Nach hinten verschmälert sich derselbe, krümmt sich nach innen und endet mit einem hakenförmigen Gelenkkopf,

welcher der oben besprochenen Gelenkgrube des Quadratums entspricht.

Die Orbitalhöhlen sind sehr groß. Der Längsdurchmesser beträgt ca. 0,075 m. Von den Präorbitalgruben (Fig. 6, Po) sind sie durch senkrecht stehende Lacrimalia geschieden.

Auf der Schädelbasis (Fig. 5) ist der Hinterhauptscondylus nicht mehr vorhanden. Auch das Basioccipitale und das Basitemporale sind dergestalt abgerieben, daß ihre ursprüngliche Beschaffenheit nicht mehr zu erkennen ist. Das Basi-

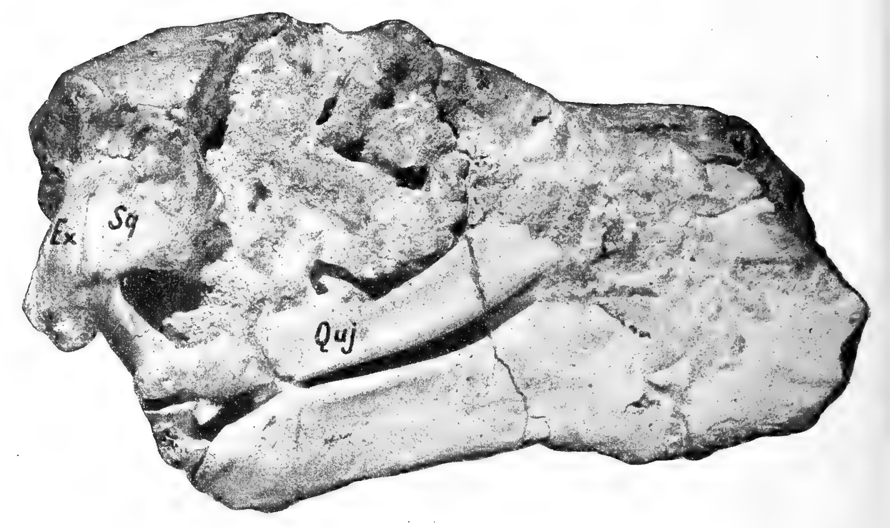


Fig. 4.
Schädel von der linken Seite mit Quadratojugale (*Quj*). 1/2 nat. Gr.

sphenoid trägt zwei nach unten divergierende Erhöhungen, die, was bei den *Anatinae*, speziell *Anser*, der Fall ist, in Berührung mit den Flügelbeinen standen. Auf dem Basisphenoid stehen die Alisphenoide, welche Facetten für den Sklerotikalring tragen. Die Orbitalhöhlen waren nicht knöchern getrennt, sondern wahrscheinlich nur durch eine häutige Membran geschieden.

Das Flügelbein (Pterygoid) (Fig. 5, Pt) ist zum Teil abgebrochen. Es ist aber noch deutlich zu sehen, daß es distal mit seiner Innenfläche, die hier mit einem nach innen und hinten gerichteten Knochenpolster versehen ist, sich an das Basisphenoid anlehnt und mittels einer schräg gestellten Gelenkgrube mit dem Gaumenbein artikuliert.

Die Gaumenbeine (Palatina) (Fig. 5, Pl) zeichnen sich durch eine ansehnliche Größe aus. Am hinteren Ende tragen sie verhältnismäßig einfach gebaute Gelenkköpfe. Diese bestehen aus einer nach oben und hinten gekehrten Grube und einem sichelartig die Grube unten begrenzenden Wulst. Die Palatina stehen fast senkrecht. Ihr Unterrand bildet einen nach unten gekehrten, seitlich komprimierten Winkel. Über diesem Winkel ist die Höhe der Palatina = 0,04 m, während am hinteren Ende der letzteren die Höhe nur 0,01 m beträgt.

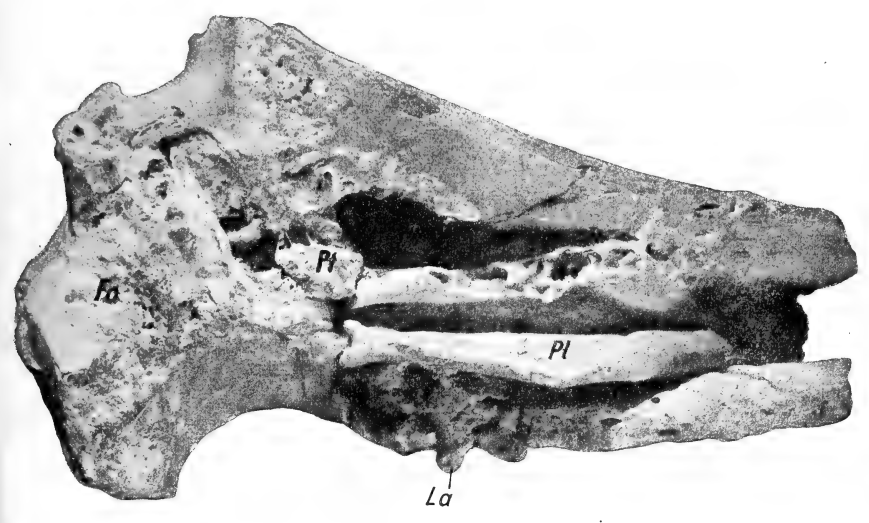


Fig. 5.
Schädel von unten. 1/2 nat. Gr.

Fo Foramen magnum, *Pt* Pterogoid, *Pl* Palatina, *La* Lacrimale.

Die Verwachsung der einzelnen Schnabelknochen ist eine so vollständige, daß eine Trennung der Nasalia, Intermaxillia und Maxillia untereinander unmöglich ist. Der Schnabel (Fig. 7) setzt dicht vor den Orbitalhöhlen an. Das obere Schnabelstück scheint auf der Oberseite am hinteren Ende eine Einsenkung zu haben; etwas mehr nach vorne verschwindet aber dieselbe, und die Oberseite wird konkav. Nach vorne verschmälert sich der Schnabel ganz allmählich. Seitlich ist der Schnabel mit an den Präorbitalöffnungen beginnenden Furchen (Fig. 7, a) versehen, die auf der ganzen Länge des Schnabels deutlich zu sehen sind. Diese Rinnen steigen erst etwas nach oben und laufen dann parallel dem oberen Schnabelrand. An der Stelle,

an welcher die Steigung aufhört, befinden sich in den Rinnen die schmalen, langgestreckten, äußeren Nasenlöcher (Fig. 7, No).

Die Länge des vorliegenden Schnabelstücks beträgt 0,27 m, so daß die Gesamtlänge des Schnabels, da alles dafür spricht, daß der Schnabel ganz spitz endigte, wohl 0,40 m betragen könnte.

Die Nasenlöcher liegen 0,11 m vor den Orbitalhöhlen und 0,09 m vor der Schnabelwurzel.

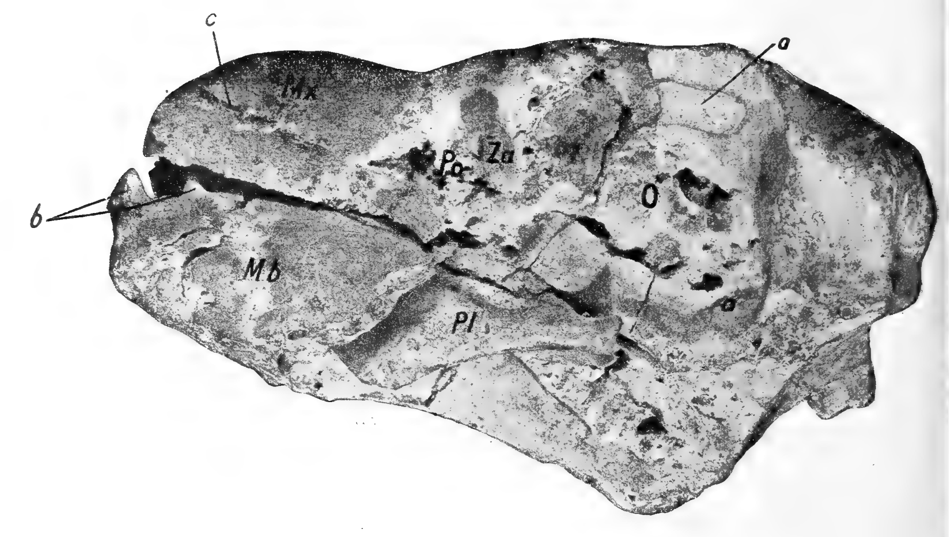


Fig. 6.
Schädel von der rechten Seite. 1/2 nat. Gr.

O Orbitalhöhle, *Po* Präorbitalgrube, *La* Lacrimale, *Pl* Palatina, *Mc* Oberkiefer, *Mb* Unterkiefer, *a* Facetten für den Scleroticalring, *b* Zahnzapfen, *c* Nasenrinne.

Die Symphyse des Unterkiefers ist abgebrochen. Das vorhandene Stück des Unterkiefers ist an seinem vorderen Ende 0,018 m hoch. Nach hinten steigt der Oberrand ganz allmählich an. Unterhalb der Lacrimalia biegt derselbe nach unten, wird breiter und endigt mit einer Gelenkgrube für das Quadratum. Auf der äußeren Seitenfläche des Unterkiefers befinden sich in der Schnabelregion dem Unterrande vollkommen parallele Rinnen, die bis unterhalb der äußeren Nasenlöcher reichen. Der die Gelenkgrube für das Quadratum nach außen begrenzende Wulst setzt sich nach vorne auf der Außenseite des Kiefers weiter fort und teilt die Außenseite in eine obere und untere Partie.

Zu den Eigentümlichkeiten des Schädels gehören die knöchernen, zahnähnlichen Zapfen im Ober- und Unterkiefer. Auf den gerade verlaufenden Alveolenrändern befinden sich hier in regelmäßigen Intervallen stehende, abwechselnd größere und kleinere Knochenprotuberanzen (Fig. 7, b, b'). Die letzteren gehen vollständig in die Knochen der Kiefer über und sind ebenso hohl wie diese. Zwischen je zwei größeren Protuberanzen befinden sich, sonst den größeren ganz ähnliche, Zahnhöcker (Fig. 7, b').

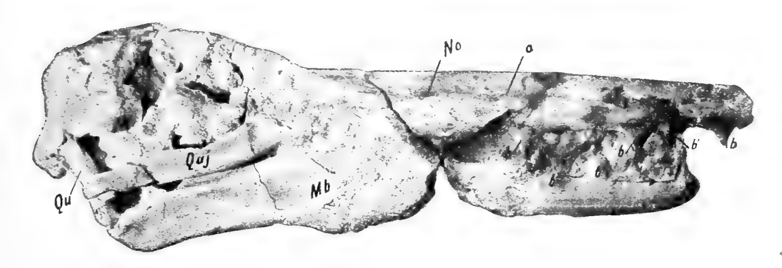


Fig. 7.
Gesamtansicht des Schädels. 1/4 nat. Gr.

No Nasenloch, *a* Nasenrinne, *b* große Zahnzapfen, *b'* kleine Zahnzapfen.

Der hinterste Zahn im Oberkiefer steht 0,015 m vor der Präorbitalgrube. Es ist möglich, daß hinter ihm sich noch ein Zahn befand, und zwar an der Stelle, wo der Schnabel zerbrochen ist. Der erwähnte hinterste Zahn ist 0,015 m lang an der Basis und 0,017 m hoch. Er ist der größte Zahn im Oberkiefer. 5 cm von diesem entfernt folgt wiederum ein größerer Zahn, welcher 0,014 m lang und 0,01 m hoch ist, und der ein ganz winziges Zähnchen vor sich hat. 0,025 m vor diesem befindet sich ein 0,012 m langer und 0,013 m hoher Zahn, der ebenfalls einen kleineren vor sich hat. Die Zähne des Oberkiefers stehen alle senkrecht zum Alveolenrand.

Im Unterkiefer ist der hinterste Zahn 0,045 m von der Präorbitalgrube entfernt und ist, wie auch der nächste, ca. 0,014 m weiter nach vorne stehende Zahn, nach vorne geneigt. Die folgenden Zähne stehen dagegen senkrecht oder fast senkrecht zum Alveolenrand. Die auch hier vorhandenen kleineren Zähne stehen im Gegensatz zu denen des Oberkiefers nicht neben den größeren, sondern in der Mitte zwischen je zwei solchen. Der größte Zahn im Unterkiefer ist der dritte von hinten.

Im erhaltenen Stück des Oberkiefers sind 8 Zähne vorhanden: 4 auf der rechten, 4 auf der linken Seite; im Unterkiefer 7 rechts und 5 links.

Vergleich zwischen *Odontopteryx longirostris* n. sp. und *Odontopteryx toliapicus* OWEN.

Die Gestalt und Anordnung der Schädelknochen sind bei *O. longirostris* im wesentlichen dieselben wie bei *O. toliapicus*; das Hinterhaupt fällt aber bei dem ersten, soweit es aus den OWENschen Abbildungen ersichtlich ist, steiler ab als bei dem letzten. Außerdem fehlt dem *O. toliapicus* die oben erwähnte Rinne, die vielleicht als Sutur zwischen Parietalia und Frontalia aufzufassen ist. Abweichend ist auch das Quadratum gebaut, besonders seine Gelenkfacette für das Quadratojugale, welche bei *O. toliapicus* den Außenrand des Quadratums beträchtlich überragt und von gleichmäßig dünnen Wänden begrenzt ist, während sie bei *O. longirostris* eine flache Knochenplatte vor sich hat. Die äußeren Nasenlöcher sollen bei *O. toliapicus* nach hinten gerückt sein, doch ist es eben noch fraglich, ob die bei OWEN (Taf. XVI, Fig. 1) mit „n" bezeichnete Einkerbung wirklich als ein Nasenloch zu deuten ist. Beim vorliegenden Exemplar liegen sie in der oben erwähnten Rinne und sind 0,09 m von der Schnabelwurzel entfernt.

Die größte Abweichung bietet aber das vorliegende Exemplar in der Zahl, Gestalt und Position seiner Zahnzapfen.

Was zunächst die Zahl der Zähne betrifft, so ist sie bei *O. toliapicus* bedeutend größer. Während sich bei *O. longirostris* nur je ein kleinerer Höcker zwischen größeren befindet, stehen bei *O. toliapicus* zwei bis drei solche. OWEN zählt bei seinem Exemplar im 3 cm langen Stück des Oberkiefers 12 „tooth-like processes"[1]), während der 27 cm lange Oberkiefer des vorliegenden Exemplars nur deren 8 aufzuweisen hat.

Das Verhältnis der Länge zur Höhe der Zähne ist bei *O. longirostris* beinahe 1 : 1, bei *O. toliapicus* 1 : 2; also sind die Zapfen bei diesem viel spitzer.

Wie erwähnt, stehen die Zapfen beim vorliegenden Exemplar, die zwei letzten im Unterkiefer ausgenommen, senkrecht oder fast senkrecht zum Alveolenrand; beim OWENschen Exemplar sind sie nach vorne geneigt und bilden mit dem Alveolenrand einen Winkel von ca. 55°. Der Vorderrand der Zähne ist bei diesem immer kürzer als der Hinterrand.

[1]) a. a. O. S. 516.

Zu diesen Unterschieden kommt noch die verschiedene Größe des Schädels hinzu. Das vorliegende Exemplar ist mindestens viermal so groß als *Odontopteryx toliapicus*, was aus der folgenden Zusammenstellung wohl zu ersehen ist.

	Odontopteryx toliapicus	*Odontopteryx longirostris*
Höhe über dem Foramen magnum .	0,015 m	0,035 m
Breite - - - - .	0,032 -	0,090 -
Größte Länge der Parietalia . . .	0,016 -	?
- - - Frontalia . . .	0,050 -	0,150 -
Breite des Quadratums am distalen Ende	0,015 -	0,040 -
Länge des Quadratums	0,020 -	0,045 -
- - ganzen Schnabels . . .	0,080 -	0,400 - *
- - - Schädels	0,150 -	0,530 -

* Länge des vorhandenen Stückes 0,270 m.

Die systematische Stellung.

Bei der Betrachtung der äußeren Schädel- und Schnabelpartien des vorliegenden Exemplars wird man unwillkürlich an gewisse *Steganopodes* erinnert; und wirklich, die Wölbung der großen Frontalia, der lange, spitzendende Schnabel, die kleinen, runden, äußeren Nasenlöcher, die charakteristischen Nasenrinnen auf dem Oberkiefer stimmen ziemlich gut mit denen der typischen *Steganopoden* überein. Unter den Steganopoden ist es aber die *Sula*, die bei weitem die größte Übereinstimmung aufweist. Doch hat die *Sula* außerordentlich stark ausgeprägte Temporalgruben, die das Fossil nicht aufzuweisen hat. Die Temporalgruben sind bei allen Steganopoden stark entwickelt. — Ähnlich wie bei den Steganopoden ist bei *Odontopteryx* der Unterkiefer gebaut. Die ganz allmählich aufsteigenden Kieferäste enden hier wie dort mit niedrigen breiten Gelenkfacetten für das das Quadratum tragende Coronoideum und Operculare. — Vergleicht man die Schädelbasis des *Odontopteryx* mit der der Steganopoden, so wird man von den gewaltigen Unterschieden völlig überrascht. Wenn man zunächst die Palatina der Vergleichung unterzieht, so bemerkt man eine gänzliche Abweichung in der Gestalt, Anordnung und Stellung dieser Knochen. Die beiden Palatina stehen bei *Odontopteryx longirostris* fast senkrecht, sind voneinander getrennt und artikulieren am hinteren Ende nur mit den Flügelbeinen. Bei Steganopoden *(Sula)* sind die Palatina dagegen horizontal ausgebreitet in der Medianlinie verwachsen, wo sie in Form einer nach unten gerichteten Crista zusammen-

stoßen. Diese Crista ist am stärksten bei den Pelikanen entwickelt, und hier kommt noch eine starke obere Crista hinzu, am schwächsten bei *Tachypetes*. Außerdem legen sich die Gaumenbeine bei den Steganopoden mehr oder weniger fest an das Interorbitalseptum an und artikulieren am hinteren Ende zugleich mit dem Rostrum und den Flügelbeinen. Wie schon oben erwähnt, trägt das Basisphenoid bei *Odontopteryx longirostris* deutliche Polster für die Flügelbeine. Diese Polster (Basispterygoidfortsätze) fehlen allen Steganopoden, sind dagegen für *Anatina* sehr charakteristisch. Auch in anderen Merkmalen der Schädelbasis stimmt der *Odontopteryx longirostris* mehr mit *Anseriformes* als mit Steganopoden überein, so z. B. in den immerhin ziemlich hohen und getrennten Gaumenbeinen. Es existiert aber auch bei *Anseriformes* eine Reihe von abweichenden Merkmalen, die den übereinstimmenden Merkmalen die Wage halten, so vor allem die Beschaffenheit des Schnabels und des Unterkiefers. Der breite, verhältnismäßig kurze, von großen Nasenlöchern durchbohrte Schnabel der Entenvögel weist wirklich kein einziges übereinstimmendes Merkmal mit dem langen, schlanken Schnabel des *Odontopteryx* auf. Auch die anfangs flachen, unter dem vorderen Rand der Orbitalhöhle plötzlich aufsteigenden und dann wieder rasch nach hinten abfallenden Kieferäste und die Gelenkung für das Quadratum, die spitzen Angulare und Operculare weichen beträchtlich von denen des *Odontopteryx longirostris* ab.

Die Umrandung der Orbitalhöhe des *Odontopteryx* weicht insofern von der der Steganopoden und der *Anseriformes* ab, als bei diesen der Processus orbitalis posterior mehr oder weniger stark entwickelt ist, während derselbe bei *Odontopteryx* fehlt.

Zieht man auch die rezenten Sturmvögel, die *Tubinares*, zum Vergleich heran, so hat man wiederum einige übereinstimmende Merkmale vor sich. So hat die *Diomedea*, der Albatros, gleichfalls lange Nasenrinnen auf dem Oberkiefer, und auch der Grundtypus im Bau des Gaumenapparats, die Schizognathie, kommt den *Tubinares* wie den *Odontopteryx* zu. Denn trotz der Ähnlichkeit, die der Gaumenapparat des *Odontopteryx* mit dem der *Anseriformes* hat, muß er als schizognath bezeichnet werden. Hier zeigt sich, mit welchem Zwang sich das HUXLEYsche System[1]) manchmal anwenden läßt. Im einzelnen sind die Gaumenapparate der beiden erwähnten

---

[1]) HUXLEY, TH. H.: On the Classification of Birds. Proceeding of the Zoological Society of London, April, 11, 1867.

Formen durchaus verschieden. Außerdem gehört auch das Fehlen der Supraorbitalgruben bei *Odontopteryx*, welche bei allen *Tubinares*, besonders aber bei *Diomedea*, außerordentlich stark entwickelt sind, zu den trennenden Merkmalen.

Vergegenwärtigen wir uns noch einmal alle die übereinstimmenden und trennenden Faktoren, die wir beim Vergleich des *Odontopteryx longirostris* mit den Steganopoden, Anseriformen und Tubinaren ermittelt haben, so werden wir wohl aussprechen müssen: mit dem gleichen Recht, mit dem man den *Odontopteryx* unter die Steganopoden, die Anseriformen, die *Tubinares* einreihen könnte, könnte man denselben aus jeder dieser drei Ordnungen ausscheiden. Mit einer jeden dieser drei Ordnungen hat *Odontopteryx* gewisse Merkmale gemeinsam und weicht gleichzeitig in anderen Merkmalen von jeder ab.

Aus der folgenden Tabelle (s. S. *520*) wird dieser Sachverhalt wohl zu ersehen sein.

Diese Verhältnisse sprechen, meines Erachtens, gegen die Einreihung des *Odontopteryx* unter die erwähnten Formen und lassen es ratsamer erscheinen, ihn als einen Repräsentanten einer selbständigen Formenreihe zu betrachten und den *Steganopodes*, *Tubinares* und *Anseriformes* gegenüberzustellen. Dies würde schon für den Fall notwendig sein, wenn dem *Odontopteryx* sein eigentümlichstes Merkmal, die zahnähnlichen Knochenprotuberanzen der Kiefer, abgingen. Nun, dies ist ein Merkmal, dessen Bedeutung nicht unterschätzt werden darf. Ist bei den Vögeln ein in einer Alveole steckender Zahn als ein primitives Merkmal, als ein Erbe der Reptilien, aufzufassen, so ist ein zahnähnlicher Knochenfortsatz der Kieferknochen ein Merkmal einer selbständigen Spezialisation und bei diesen Vögeln eine Neuerwerbung. Nun weicht *Odontopteryx* in diesem Merkmale von allen bekannten, rezenten wie fossilen, Vögeln ab, und man wird ihn als einen Repräsentanten eines erloschenen, selbständigen Zweiges bezeichnen müssen, dessen Wurzel vielleicht auch die Wurzel der *Steganopodes*, *Tubinares* und *Anseriformes* war.

Wenn wir uns jetzt wieder zu *Odontopteryx toliapicus* wenden, so wissen mir, daß dieser zu *O. longirostris* in dem Verhältnis einer anderen Species steht; denn wie wir gesehen haben, stimmen die beiden in den wesentlichsten Merkmalen überein. Auch *O. toliapicus* steht fremdartig allen bekannten Vögeln gegenüber und weist gewisse Anklänge an die *Steganopodes*, *Tubinares* und *Anseriformes* auf, wie *O. longirostris*. Ebenfalls in Übereinstimmung mit dem letzten läßt es sich aber unter keine dieser Gruppen ein-

	Odontopteryx	*Steganopodes*	*Anseriformes*	*Tubinares*	
Verhältnis der Länge des Craniums zu der des Schnabels	Cranium viel kürzer als der Schnabel	Cranium viel kürzer als der Schnabel[1]) oder gleich lang	gleich lang	Cranium kürzer als der Schnabel	[1]) Pelikan, *Tachypetes*
Gestalt des Schnabels	gerade, schlank, spitzendend	die Spitze nach unten gebogen oder nicht, schlank oder breit[1])	breit	schlank, spitzendend	[1]) Pelikan
Nasenlöcher, Rinne auf der Oberkante	klein, von der Schnabelbasis entfernt, Nasenrinne vorhanden	klein[1]), an der Schnabelbasis, Nasenrinne vorhanden	groß, Nasenrinne fehlt	klein, an der Schnabelbasis tubenförmig	[1]) Fehlen bei *Sula*
Supraorbitalgruben	fehlen	fehlen	fehlen	vorhanden	
Temporalfossa	kaum merklich	entwickelt	entwickelt	entwickelt	
Gaumenapparat	schizognath, Palatina senkrecht, hoch, artikuliert nur mit Flügelbeinen	desmognath, Palatina flach, breit, Mediancrista artikuliert mit Flügelbeinen und Rostrum	desmognath (primitiv), Palatina hoch, artikuliert nur mit Flügelbeinen	Schizognath, Palatina flach	
Basisphenoid	mit Pterygoidfortsätzen	ohne Pterygoidfortsätze	mit Pterygoidfortsätzen	Pterygoidfortsätze fehlen	
Unterkiefer	einfach, Gelenkenden stumpf	einfach, Gelenkenden stumpf	kompliziert, Gelenkenden spitz	Kieferäste gebogen, Angulare eckig[1])	[1]) *Diomedea*

reihen und steht gleichwertig jeder der drei gegenüber, eine Kollektivform darstellend. Es scheint daher geboten zu sein, das englische und das brasilianische Exemplar unter eine und dieselbe Ordnung unterzubringen und für die beiden eine neue Ordnung der Odontopterygia aufzustellen, deren einzige Vertreter zurzeit *Odontopteryx toliapicus* OWEN und *Odontopteryx longirostis* n. sp. sind.

Neueingänge der Bibliothek.

Brückner, E.: Über Glazialerscheinungen in der Rhön. S.-A. aus: Zeitschr. f. Gletscherkunde III, 1909. Berlin 1909.

Brückner, E., u. E. Muret: Les variations périodiques des glaciers, XIVme Rapport, 1908. S.-A. aus: Zeitschr. f. Gletscherkunde IV, 1910. Berlin 1910.

Dietrich, W. O.: *Ensigervilleia*, eine neue Gervilliengruppe aus dem oberen weißen Jura von Schwaben. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1910, Nr. 8. Stuttgart 1910.

— Neue fossile Cervidenreste aus Schwaben. S.-A. aus: Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg, Jahrg. 1910. Stuttgart 1910.

Fraas, E.: Chimäridenreste aus dem oberen Lias von Holzmaden. S.-A. aus: Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg, Jahrg. 1910. Stuttgart 1910.

— Plesiosaurier aus dem oberen Lias von Holzmaden. S.-A. aus: Palaeontographica **57**. Stuttgart 1910.

Freudenberg, W.: Der Jura am Katzenbuckel. Eine diluviale Rheintalspalte bei Weinheim an der Bergstraße. Parallel-Ausflug ins Quartär von Weinheim an der Bergstraße. Spuren des paläolithischen Menschen in der Pfalz. Das Diluvialprofil von Jockgrin in der Pfalz. S.-A. aus: Ber. über die Versamml. d. Oberrhein. Geol. Ver. **36**. Vers., Nördlingen 1903; **38**. Vers., Konstanz 1905; **42**. Vers., Heidelberg 1909. Karlsruhe 1909.

— Das mesozoische Alter des Adula-Gneißes. Exkursion auf den Katzenbuckel. S.-A. aus: Ber. über die Versamml. d. Oberrhein. Geol. Ver. **41**. Vers., Ulm 1908 u. **42**. Vers., Heidelberg 1909. Karlsruhe 1909.

— Geologische Beobachtungen im Gebiete der Sierra Nevada von Mexiko. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **61**, Monatsber. Nr. 5, 1909, Berlin 1909.

— Die Rheintalspalten bei Weinheim an der Bergstraße aus tertiärer und diluvialer Zeit. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1906, Nr. 21 u. 22. Stuttgart 1906.

— Die Fauna von Hundsheim in Niederösterreich. S.-A. aus: Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1908, **58**, H. 2. Wien 1908.

— Geologie u. Petrographie des Katzenbuckels im Odenwald. S.-A. aus: Mitt. d. Großh. Bad. Geol. Landesanst. V, H. 1, 1906. Heidelberg 1906.

— Der Anophorit, eine neue Hornblende von Katzenbuckel. S.-A. aus: Mitt. d. Großh. Bad. Geol. Landesanst. VI, H. 1, 1908. Heidelberg 1908.

Führer zu den Exkursionen der Abteilung für praktische Geologie. Internationaler Kongreß für Bergbau, Hüttenwesen, angewandte Mechanik und praktische Geologie, Düsseldorf 1910. Essen, Ruhr 1910.

Gothan, W.: Botanisch-geologische Spaziergänge in die Umgebung von Berlin. Verlag B. G. Teubner, Leipzig und Berlin, 1910.

HARBORT, E.: Über die Verbreitung von Jura, Kreide und Tertiär im Untergrunde des Diluviums der Umgebung von Neustadt a. Rbg. und Nienburg a. W. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. **31**, T. 1, H. 1, 1910. Berlin 1910.

— Zur Geologie der Nordhannoverschen Salzhorste. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **62**, Monatsber. Nr. 4, 1910. Berlin 1910.

LAUBE, G. C.: Vogel- und Reptilienreste aus der Braunkohle von Skiritz bei Brüx. S.-A. aus: Naturw. Zeitschr. „Lotos" **58**, H. 4. Prag 1910.

MERENSKY, H.: Über die Diamantlagerstätten bei Lüderitzbucht. S.-A. aus: Geol. Zentralbl. XIII, 1909.

PHILIPP, H.: Studien aus dem Gebiete der Granite und umgewandelten Gabbro des mittleren Wiesentales. S.-A. aus: Mitteil. d. Großh. Bad. Geol. Landesanst. VI, H. 1, 1910. Heidelberg 1910.

— Vorläufige Mitteilungen über Resorptions- und Injektionserscheinungen im südlichen Schwarzwald. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1907, Nr. 3. Stuttgart 1907.

RANGE, PAUL: Zur Stratigraphie des Hererolandes. S.-A. aus: Diese Zeitschr. **61**, Monatsber. Nr. 6, 1909. Berlin 1909.

— Die Diamantfelder bei Lüderitzbucht. S.-A. aus: Deutsches Kolonialbl., Nr. 22, 1909. Berlin 1909.

SCHMIDT, AXEL: Einige Anthracosiiden aus den Ostrauer Schichten. S.-A. aus: Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1909, **59**, H. 3 u. 4. Wien 1910.

— Der Neu-Bulacher und Freudenstädter Graben. S.-A. aus: Zeitschrift f. prakt. Geol. XVIII, H. 2, 1910. Berlin 1910.

— Über Fossilhorizonte im Buntsandstein des östlichen Schwarzwaldes. S.-A. aus: Mitteil. d. Geol. Abt. d. Kgl. Württemberg. Stat. Landesamtes, Nr. 7, 1910. Stuttgart 1910.

SPEZIA, G.: Sopro alguni Presunti Effetti e Fisici della Pressione uniforme in Tutti i Sensi. S.-A. aus: Reale Accademia delle Scienze di Torino 1909—1910. Torino 1910.

v. STAFF, H.: Zur Entstehung einiger Züge der Riesengebirgslandschaft. S.-A. aus: Wanderer im Riesengebirge XXX, Nr. 3. Hirschberg 1910.

STINY, D.: Die Muren. Versuch einer Monographie mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse in den Tiroler Alpen. Innsbruck 1910.

STUTZER, O.: Über Pechsteine von Meißen. S.-A. aus: Monatsber. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. **62**, Nr. 2, 1910. Berlin 1910.

TORNIER, G.: Ernstes und Lustiges aus Kritiken über meine *Diplodocus*-Arbeit. S.-A. aus: Sitz.-Ber. d. Gesellsch. Naturf. Freunde 1909, Nr. 9. Berlin 1909.

— War der *Diplodocus* elefantenfüßig? S.-A. aus: Sitz.-Ber. d. Gesellsch. Naturf. Freunde 1909, Nr. 9. Berlin 1909.

TRAUTH, F.: Die Eröffnung des Erzherzog-Josef-Ferdinand-Museums in Olmütz. S.-A. aus: Verh. d. k. k. Reichsanst., Nr. 13, 1909. Wien 1909.

— Ein Beitrag zur Kenntnis des Ostkarpathischen Grundgebirges. S.-A. aus: Mitteil. der geol. Gesellsch. Wien III, 1910. Wien 1910.

TWENHOFEL, W. H.: The Silurian Section at Arisaig, Nova Scotia. S.-A. aus: American Journal of Science, vol. XXVIII, 1909. New Haven 1909.

UHLMANN, ALFRED: Die Pikrite des Sächsischen Vogtlandes. S.-A. aus: TSCHERMAKS Mineralog. u. Petrogr. Mitteilungen XXVIII, H. 5, 1909. Wien 1909.

Wanner, J.: Beiträge zur geologischen Kenntnis der Insel Misol (Niederländisch Ost-Indien). Overgedrukt mit het „Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijkundig Genvotschap“, 2e Ser. de XXVII, Afl. 3, 1910. Leiden 1910.

Wickham, H. F.: New Fossil *Elateridae* from Florissant. S.-A. aus: American Journal of Science, vol. XXVI, 1908. New Haven 1908.

— New Fossil Coleoptera from Florissant. S.-A. aus: American Journal of Science, vol. XXVIII, 1909. New Haven 1909.

— New Fossil Coleoptera from Florissant, with Notes on some already described. S.-A. aus: American Journal of Science, vol. XXIX, 1910. New Haven 1910.

Wieland, G. R.: Two New Araugarias from the Western Cretaceous. S.-A. aus: Report of Geological Survey of the State of South Dakota 1908.

— The Williamsonias of the Mixteca Alta. S.-A. aus: Botanical Gazette, Nr. 6, 1909. Chicago 1909.

— Revision of the *Protostegidae*. S.-A. aus: American Journal of Science, vol. XXVII, 1909. New Haven 1909.

— A new armored Saurian from the Niobrara. S.-A. aus: American Journal of Science, vol. XXVII, 1909. New Haven 1909.

Wilckens, Otto: Über die Existenz einer höheren Überschiebungsdecke in der sogenannten Sedimenthülle des Adula-Deckmassivs (Graubünden). S.-A. aus: Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges. **61**, 11, 1909. Berlin 1909.

— Zur Erinnerung an Marcel Bertrand. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1909, Nr. 16.

— Die geologische, paläontologische und petrographische Literatur über Neuseeland bis zum Jahre 1907. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung Nägele & Dr. Sproesser. Stuttgart 1910.

— Die begrabenen Goldseifen von Viktoria. S.-A. aus: Geologische Rundschau I, H. 1, 1910. Leipzig 1910.

— Die Alpen im Schlußbande von Suess' Antlitz der Erde. S.-A. aus: Geologische Rundschau I, H. 1, 1910. Leipzig 1910.

— Über Faltung im Adulagebirge (Graubünden). S.-A. aus: N. Jahrb. Min. I, 1910. Stuttgart 1910.

— Ein Nachruf für Theodor Lorenz. S.-A. aus: Berichte des Niederrhein. geol. Vereins. 1909.

Zuber, R.: Eine fossile Meduse aus dem Kreideflysch der ostgalizischen Karpathen. S.-A. aus: Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Nr. 2. Wien 1910.



Erklärung der Texttafel zu Seite 478.

Fig. 1 a, b. *Odontaspis cuspidata* Ag. Zahn von innen und seitlich, $^1/_1$. Brunnen in Djagbati.

Fig. 2 und 3. *Odontaspis elegans* Ag. nov. var. *substriata*. 2: Frontalzahn seitlich, $^1/_1$. 3: Frontalzahn von außen, $^1/_1$. Adabion.

Fig. 4 a, b und 5. *Otodus Koerti* n. sp. 4 a, b: Frontalzahn von innen und seitlich, $^1/_1$. 5: Seitenzahn von außen, $^1/_1$. Brunnen in Djagbati.

Fig. 6. *Lamna Vincenti* Winkler. Seitenzahn von außen, $^1/_1$. Brunnen in Djagbati.

Fig. 7. *Alopiopsis* (? *Physodon*) *secundus* Winkler. Seitenzahn von außen, $^1/_1$. Brunnen in Djagbati.

Fig. 8 a, b, c. *Xenodolamia* aff. *simplex* Leidy. ? Symphysenzahn von außen, innen und seitlich, $^1/_1$. Tabligbo.

Fig. 9. *Galeocerdo* aff. *latidens* Ag. Seitenzahn von innen, $^1/_1$. Brunnen in Djagbati.

Fig. 10. *Ginglymostoma* aff. *thielense* Winkler. Unterer Frontalzahn von außen, $^1/_1$. Adabion.

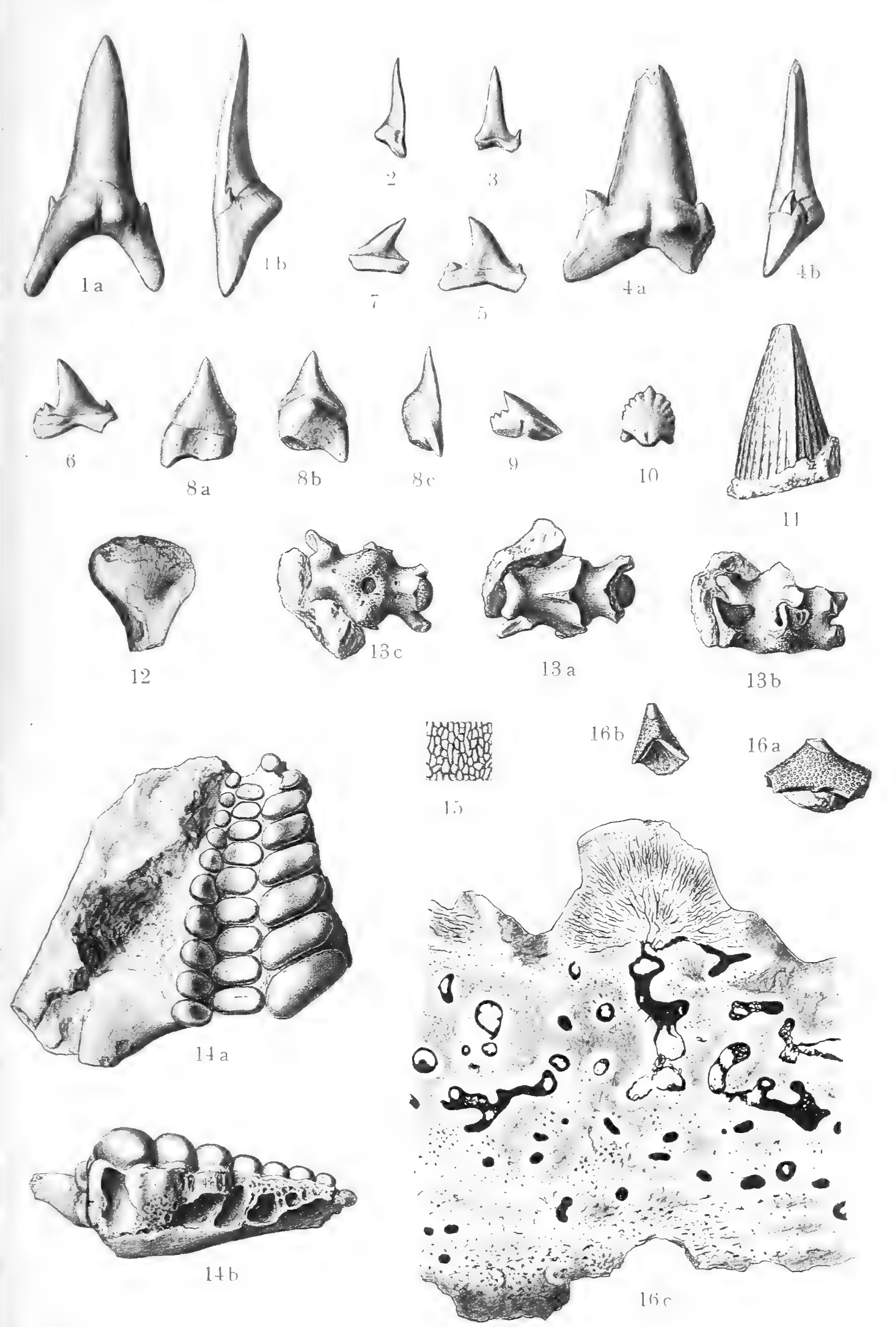
Fig. 11 und 12. ? *Rhynchocephalia*. Kleine Zahnkrone von hinten, $^3/_1$, und Humerus-Oberende von vorn, $^1/_2$. Adabion.

Fig. 13 a, b, c. ? *Erycidae*. Zwei Brustwirbel von oben, seitlich und unten.

Fig. 14 a, b. *Pycnodus variabilis* Stromer nov. var. *togoënsis*. Linker Unterkiefer II von oben und innen, $^1/_1$. Adabion.

Fig. 15. *Hypolophites myliobatoides* n. g. n. sp. Schmelzoberfläche der Kauplatte, Lupenvergrößerung. Adabion.

Fig. 16 a, b, c. ? *Hypolophites myliobatoides* Stromer. Rückenschuppe von links und vorn, $^1/_1$, und horizontaler Querschliff, $^{105}/_1$. Adabion.



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.



Monatsberichte

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Nr. 8/10. **1910.**

Mitteilung des Vorstandes.

Sitzung des Vorstandes und Beirates in Stockholm.

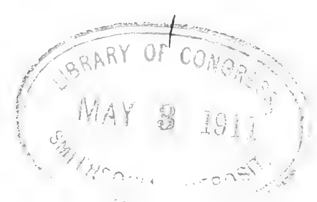
Am 22. August, nachmittags 2 Uhr, fand bei Gelegenheit des internationalen Geologenkongresses in Stockholm im Reichstagsgebäude daselbst unter dem Vorsitz von Herrn RAUFF eine Sitzung des vereinigten Vorstandes und Beirates statt.

In dieser Sitzung wurde beraten:

1. Über die Vorschläge, die Herr LEPSIUS als Geschäftsführer der nächstjährigen, in Darmstadt stattfindenden Hauptversammlung hinsichtlich der Versammlungszeit und der Exkursionen gemacht hat.
2. Über die der Gesellschaft für die nächste Vorstands- und Beiratswahl zu unterbreitenden Vorschläge.

Die Sitzung wurde um 3 Uhr 15 Min. geschlossen. Die Beschlüsse werden in der üblichen Weise bekannt gegeben werden.

Im Auftrage:
RAUFF.



Briefliche Mitteilungen.

41. *Naosaurus Credneri* im Rotliegenden von Sachsen.

(Hierzu 1 Lichtdrucktafel und 4 Textfiguren.)

Von Herrn O. Jaekel.

Greifswald, den 1. September 1910.

Die berühmte Fundstelle von Nieder-Häßlich im Plauenschen Grunde bei Dresden, die von Hermann Credner so gründlich ausgebeutet wurde und das Material zu dessen zahlreichen Publikationen in den Jahrgängen 1881 bis 1893 in dieser Zeitschrift lieferte, ist zwar seit Jahren geschlossen und nahezu ganz verbaut, hat aber doch vor ihrem Schluß noch eine Anzahl Reste geliefert, die noch der Bearbeitung harren. — Sie befinden sich wie der größte Teil der früher dort gefundenen in der Sammlung der Königl. Sächsischen Geologischen Landesanstalt in Leipzig. Die Durchsicht und Untersuchung dieses Materiales, die mir Herr Geheimrat Credner gütigst gestattete, hat unter anderen einen Fund zutage gefördert, der die unterpermische Fauna von Nieder-Häßlich um einen sehr bemerkenswerten Reptiltypus bereichert. Es ist dies der Rumpf eines *Naosaurus*, der einer ganz besonders kleinen, offenbar neuen Art angehört, die ich zu Ehren des ausgezeichneten Monographen der Nieder-Häßlicher Tetrapodenfauna als *Naosaurus Credneri* benenne.

Naosaurus ist bekanntlich mit *Dimetrodon* und *Clepsydrops* der Repräsentant eines sehr merkwürdigen Reptiltypus, der durch die riesige Verlängerung seiner Dornfortsätze auf den Rückenwirbeln ausgezeichnet ist. Cope hat für diesen Formenkreis, der zum Range einer Unterordnung oder Ordnung innerhalb der ältesten und primitivsten Reptiltypen (*Diapto-*

sauria OSBORN[1]), *Protorosauria* (SEELEY) JAEKEL[2]), erhoben wurde, den Namen *Pelycosauria* vorgeschlagen. Ich glaubte aber a. a. O. an dem Namen *Naosauri* auch für die Ordnung festhalten zu sollen, da durch solche besonderen, übrigens in diesem Falle keineswegs typischen Benennungen die Übersicht über den großen Reichtum fossiler Reptilien ganz unnötig erschwert wird. Ein zusammenfassendes Werk über die Ordnung hat E. C. CASE im Jahre 1907 geliefert unter dem Titel Revision of the *Pelycosauria* of North Amerika[3]).

Außerhalb Amerikas ist bisher nur ein unzweifelhafter Naosaurier, nämlich ein typischer Wirbel aus dem böhmischen Perm, von ANT. FRITSCH beschrieben worden[4]). Andere von F. v. HUENE[5]) hierher gezogene Reste wie *Anomosaurus* aus dem deutschen Muschelkalk mit ganz kurzen Dornfortsätzen und *Ctenosaurus* aus dem Buntsandstein von Reinhausen bei Göttingen mit säbelförmig komprimierten Dornfortsätzen zeigen gerade in der für die Ordnung charakteristischen Wirbelbildung abweichende Verhhältnisse, so daß mir ebenso wie E. C. CASE Bedenken (a. a. O., S. 58) gegen ihre Zugehörigkeit zur Ordnung berechtigt erscheinen. Dasselbe gilt von den im Perm des Zentralplateaus von Frankreich gefundenen Formen *Stereorhachis* und *Callibrachion*, die von A. GAUDRY[6]) beschrieben sind und von Herrn v. HUENE ebenfalls provisorisch bei den Pelycosauriern untergebracht wurden. Die für den Formenkreis typische Gattung *Naosaurus*, die aus verschiedenen Perm-Fundorten Nordamerikas beschrieben ist und in einer mit *N. claviger* COPE nahe verwandten Form *N. mirabilis* FRITSCH sp. aus dem Rotliegenden von Kounova in Böhmen bekannt wurde, ist vor allem durch Querdornen an den Rückenstacheln gekennzeichnet. Von den übrigen a. a. O., S. 74 von CASE für *Naosaurus* gegenüber *Clepsydrops*

---

[1]) H. F. OSBORN: The Reptilian subclasses *Diapsida* and *Synapsida* and the early history of the *Diaptosauria*. (Mem. Amer. Mus. Nat. Hist. I, 8.)

[2]) O. JAEKEL: Über das System der Reptilien. (Zool. Anz. **35**, Nr. 11, 1910, S. 331.)

[3]) Carnegie Institution of Washington, Nr. 55, Juli 1907, Washington.

[4]) ANT. FRITSCH: Fauna der Gaskohle und der Kalksteine der Performation Böhmens. Prag, Teil I, 1883, S. 29; III, 1885, S. 121; IV, 86.

[5]) F. v. HUENE: Übersicht über die Reptilien der Trias. (Geol. u. paläont. Abh. Jena 1902, S. 37.) — Polycosaurier im deutschen Muschelkalk. (N. Jahrb. Min. Stuttgart 1905, Beil.-Bd., S. 321.)

[6]) ALB. GAUDRY: Les Vertébrés fossiles des environs d'Autun. S. 70.

und *Dimetrodon* als diagnostisch angeführten Merkmalen kann wohl nur die ventrale Kielung und die Gleichförmigkeit der Rumpfwirbel für *Naosaurus* allein geltend gemacht werden, da das Fehlen der Gastralia bei den anderen Gattungen wenig wahrscheinlich ist, und die anderen Kennzeichen sich teils bei *Clepsydrops* teils bei *Dimetrodon* wiederfinden.

Die von der Gattung *Naosaurus* in Amerika gezeichneten Rekonstruktionen zeigten deren Stacheln durch eine feste Haut bis zur Spitze verbunden. Diese Auffassung war wohl darauf basiert, daß die Dornfortsätze sonst allgemein miteinander fest verbunden sind, und daß überdies bei Naosauriden der Dornfortsatz hinten und vorn oder mindestens an einer dieser Seiten einen Kiel aufwies. Diesen deutete man als Ansatzpunkt einer Zwischenhaut. Ich habe dieser Auffassung gegenüber geltend gemacht[1]), daß bei einer geschlossenen häutigen Verbindung die riesig verlängerten Stacheln physiologisch fast bedeutungslos gewesen wären, und daß dazu der Organismus sich schwerlich solche Extravaganzen geleistet hätte. Die Stacheln konnten nur dadurch organischen Zweck und genetischen Sinn haben, wenn sie frei aus dem Rücken des Tieres herausragten und eine kräftige Schutzwehr für den Träger bildeten. Die damals a. a. O. gegebene Rekonstruktion habe ich etwas zu verbessern gesucht und hierneben dargestellt.

Ich nehme an, daß diese Tiere wie fast alle auf starke Defensive eingerichteten Organismen sich im allgemeinen träge am Boden hielten, und daß sie im Falle der Gefahr durch Einkrümmung des Körpers, vor allem eine Buckelbildung, aber auch durch seitliche Biegungen der Wirbelsäule die Rückenstacheln breit auseinander reckten und damit deren defensiven Wert ganz außerordentlich steigerten. Ihre weite geographische Verbreitung spricht auch dafür, daß sie wenigstens gegenüber Feinden aus dem Tierreich sehr gut gesichert sein mochten.

Der neue Fund aus dem Plauenschen Grunde besteht aus einer handgroßen Platte und Gegenplatte, in denen der größere Teil des Rumpfes und einige Knochen der hinteren Gliedmaßen eingeschlossen sind. Der Fund ist insofern nicht günstig überliefert, als das Fossil selbst offenbar in größerem Umfange erhalten war. Vermutlich sind die Arbeiter erst auf das Hauptstück aufmerksam geworden, als die Kalkstein-

---

[1]) O. Jaekel: Über die Bedeutung der Wirbelstacheln der Naosauriden. (Diese Zeitschr., Protokoll Mai 1905, S. *192*.)

stücke, die die übrigen Skeletteile enthielten, bereits verworfen waren. Wie die übrigen Tetrapodenskelette von Nieder-Häßlich ist auch dieses in seinen Knochenteilen großenteils in eine weißliche mehlige Substanz umgewandelt. Nur an einzelnen Stellen ist die Knochensubstanz unter starker Ausscheidung von Eisenoxyd als Knochen erhalten. Durch Präparation unter einer starken Lupe konnte ich die zerbrochenen Fragmente von Knochen, die überall noch erhalten waren, aber nur die Klarheit des ganzen Bildes beeinträchtigten, vorsichtig entfernen und dadurch die beiden Seitenflächen der Skeletteile, soweit sie erhalten waren, vollständig klarstellen.

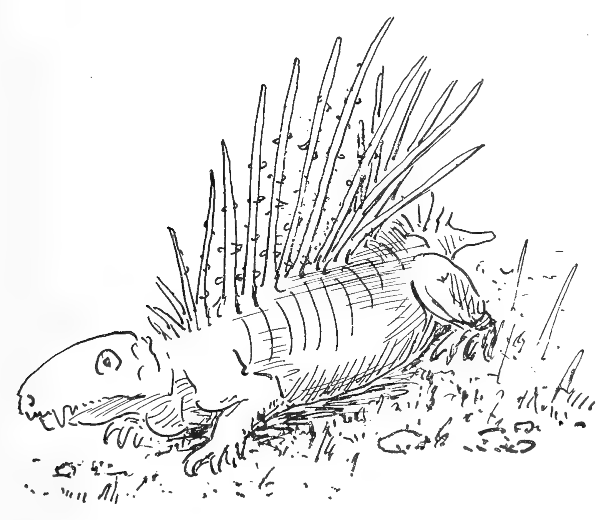


Fig. 1.
Neue Rekonstruktion von *Naosaurus*.

Es sind jetzt folgende Teile sichtbar, die sich z. T. aus der Gegenplatte ergänzen lassen. 1. 12 der langen Dornfortsätze der mittleren Rumpfregion; die vordersten sind durch den Rand der Gesteinsplatten schräg abgeschnitten, der dritte bis fünfte in ziemliche Länge, etwa in $^3/_4$ der ursprünglichen Gesamtlänge. Von den hinteren Stacheln sind nur kürzere, z. T. verbogene oder zerbrochene Fragmente erhalten. Der dritte erreicht hier eine Länge von 70 mm bei einem Durchmesser von 4—3 mm. Nur die vorderen der erhaltenen Stacheln zeigen Querdornen von kurzer, unregelmäßig konischer Form, und zwar nicht nur auf den Seiten, sondern auch auf

der Hinterseite des Stachels angebracht. Ihre Zahl ist auffallend gering, derart, daß auf dem zweiten und dritten Stachel nur 3, auf dem folgenden 4, vielleicht sogar 5 Dornen linksseitig aufsitzen; nach hinten nimmt ihre Zahl auf den folgenden Stacheln schnell ab; an den letzten erhaltenen Fragmenten ist keine Spur von Dornen mehr zu sehen. Die gleiche Verteilung der wenigen Dornen zeigt auch die Gegenplatte mit der rechten Seite, so daß wir die geringe Zahl von Querdornen als ein spezifisches Merkmal unserer Form ansehen können.

Unterhalb der Reihe von Dornfortsätzen sind 10 Rippenpaare erhalten, von denen die der rechten Seite besser und vollständiger freigelegt werden konnten. Sie sind, wie die Texttafel zeigt, sämtlich in gleichartiger Weise nach hinten verschoben, so daß auf einen ziemlich hohen Grad ihrer ursprünglichen Beweglichkeit gefolgert werden darf. Sie sind etwa 2—2,5 mm dick und sämtlich in ihrer ganzen Länge eingebrochen, so daß sie einst hohl und ziemlich dünnwandig gewesen sein müssen. Ihr oberes Ende zeigt eine obere Vorwölbung, die wir als Tuberculum bezeichnen können. Ihre genaue Form läßt sich infolge ihrer Verdrückungen nicht feststellen; ich glaube aber, daß Fig. 2 ihre ungefähre Form ziemlich richtig wiedergibt. Wir haben danach an Stelle eines frei vorspringenden Tuberculum und Capitulum eine indifferente Biegung und Verbreiterung, wobei allem Anschein nach dieser bogige Kopf nur dem Processus transversius ansaß und mit seinem Capitulum noch keine basale Verbindung mit dem Zentrum erreichte.

Eine größere Zahl kleiner Gastralia, der sogenannten Bauchrippen, ist z. B. noch in natürlicher Ordnung und Lage erhalten, z. T. verschoben, aber so, daß ihre ursprüngliche Form und Lage noch ziemlich klar festzustellen ist. Es sind kleine, etwa 1—2 mm lange schmale Stückchen, die schuppig aneinander gereiht sind und Strähnen bilden, die etwa in einem Abstande von 2 mm den Bauch überziehen. Die Lage dieser Strähnen ist anscheinend verschoben. Es ist wahrscheinlich, daß sie im Anschluß an die Richtung der Rippen verliefen und medial eher nach vorn als wie hier an dem Fossil nach hinten gebogen waren.

Die Rippen gehören z. T. vorderen Wirbeln an, als die oberen Bögen und Dornfortsätze, deren vorderster mit der vierten hier erhaltenen Rippe in Beziehung stehen mochte. Rippen und obere Bögen repräsentieren demnach, wie das die Rekonstruktion der vorhandenen Teile in ihrer erhaltenen

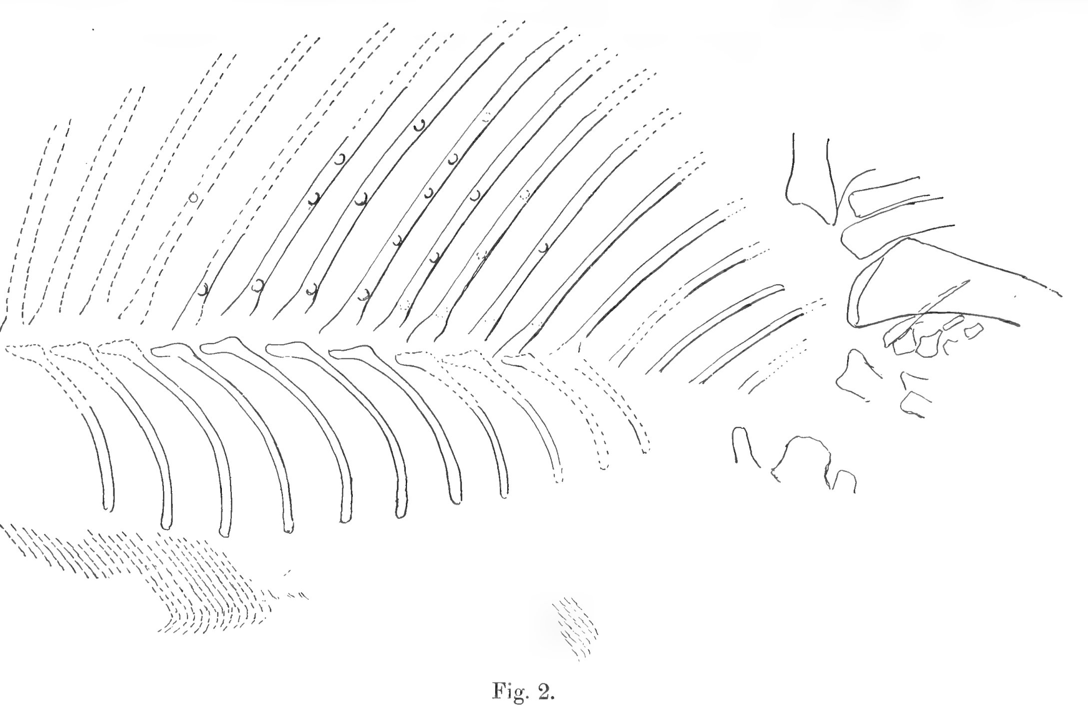


Fig. 2.

Die erhaltenen Teile von *Naosaurus Credneri* Jkl. in restaurierter Lage.

Die punktiert gezeichneten Ergänzungen ergeben sich unmittelbar aus den erhaltenen Resten und ihrem Lageverhältnis. $^2/_3$ nat. Größe. Mittleres Rotliegendes. Nieder-Häßlich bei Dresden.

Lage zeigt, im ganzen 15 Wirbel, die offenbar alle der Rumpfregion angehörten.

Für das Skelett, daß Herr H. F. OSBORN im American Museum of Natural History in New York aus zahlreichen isolierten Skeletteilen von *Dimetrodon* und *Naosaurus* rekonstruiert und beschrieben hat[1]) — die Abbildung ist auch in der zitierten Monographie von CASE gegeben — sind für den Rumpf zwischen Schultergürtel und Becken 21 Wirbel angenommen. Diese Annahme scheint durch unseren Fund bestätigt zu werden. OSBORN nahm 5 Lumbalwirbel ohne Rippen an. Denken wir uns bei unserer Form (Fig. 2) noch eine oder zwei weitere Rippen hinzu, was dem Größenverhältnis und der Lage der erhaltenen entsprechen würde, so würden am hinteren Ende unseres Fossils noch zwei präsacrale Wirbel anzunehmen sein. Diese Annahme dürfte auch durch die Form und Stellung der Dornfortsätze wahrscheinlich werden. Andererseits würde danach die vorderste hier erhaltene Rippe die dritte Rumpfrippe sein. Auch das ist durchaus wahrscheinlich und demgemäß von mir auch in der Zeichnung Fig. 2 so zahlenmäßig zum Ausdruck gebracht. Die Möglichkeit einer kleinen Verschiebung um 1—2 Wirbel wäre dabei wohl nicht ausgeschlossen, müßte aber erst durch vollständigere Skelette erwiesen werden. Da in Nieder-Häßlich ebenso wie in Kounova die Fundstellen geschlossen sind, ist an diesen Stellen freilich kaum auf eine weitere Bereicherung unserer Kenntnisse zu hoffen. Das ist auch der Grund, weshalb ich auf Grund der erhaltenen Teile eine möglichst weitgehende Ergänzung der fehlenden Stücke versuchte. Ich bin aber mit voller Absicht dabei über den Rahmen der unmittelbaren Ergebnisse nicht hinausgegangen, um den Wert unserer wohl unbedenklichen Ergänzungen nicht durch freie Kombinationen zu beeinträchtigen.

Die Wirbelkörper müssen sehr wenig stabil gewesen sein, da sonst deutlichere Reste von ihnen zwischen den Dornfortsätzen und den beiderseitigen oberen Rippenenden zum Vorschein kommen müßten. Es ist mir trotz aller Mühe bei der Präparation nicht möglich gewesen, unterhalb der Dornfortsätze von den Wirbeln mehr als Teile der oberen Bögen nachzuweisen. An weiterer Präparation hinderte hier freilich auch die Lage der Rippen. Vielleicht ist ein unscharf

---

[1]) H. F. OSBORN: A Mounted Skeleton of *Naosaurus*, a Pelycosaur from the Permian of Texas. (Bull. Am. Mus. Nat. Hist. XXIII, S. 265 bis 270, New York 1907.)

umgrenzter zylindrischer Knochen unterhalb des rechts oben gelegenen Femurfragmentes als Wirbelzentrum zu deuten.

Von sonstigen Skeletteilen ist nur wenig auf der Platte erhalten. Dieselben gruppieren sich um ein größeres Fußknochenfragment und liegen andererseits in der caudalen Richtung der Wirbelsäule. Das größere Fußknochenfragment ist anscheinend das distale Ende eines Femur, das durch vertikale Pressung namentlich der distalen Gelenke etwas breiter aussieht, als es wohl in Wahrheit war. Es ist am Schaft 6, am distalen Ende 10 mm dick.

Neben diesem Knochen liegen einige Fragmente von Unterschenkelknochen, die aber in ihrem fragmentären und verdrückten Zustande eine genauere Bestimmung kaum ermöglichen dürften.

Unter diesen Knochen liegen einige kleine Knochen, die ich als Neuralia von vorderen Schwanzwirbeln anspreche. Außerdem liegt in dieser Region noch ein zylindrischer, etwas kontrahierter, in der mittleren Längsachse durchbohrter Knochen, der wohl einen Wirbelkörper darstellen mag.

In der Achse der Wirbelsäule in einiger Entfernung vom Rippenkorb liegen mehrere Knochen, die anscheinend dem Becken angehörten und wohl Teile des Os pubis und Os ischii vorstellen dürften.

Die generische Bestimmung des neuen Fundes von Nieder-Häßlich bot deshalb keine Schwierigkeiten, weil das betreffende Rumpfstück (Texttafel) die langen Dornfortsätze von zahlreichen Rumpfwirbeln und deren Querdornen deutlich erhalten zeigte. Es kann danach an der Zugehörigkeit unserer Form zur Gattung *Naosaurus* kein Zweifel obwalten. Schwieriger ist ihre spezifische Bestimmung. Zu einem engeren Vergleich kommt dabei schon aus zoogeographischen Gesichtspunkten in erster Linie der von A. FRITSCH beschriebene Wirbel aus der sogenannten Schwartenkohle von Kounova in Betracht. FRITSCH hat denselben anfangs (Fauna der Gaskohle und der Kalksteine der Permformation Böhmens. Supplement-Notiz, Bd. III, S. 121, Textfig. 309) für den Flossenstachel eines Selachiers gehalten, hatte dann aber auf Grund von COPEs Beschreibung texanischer Naosauridenreste jenes Fragment richtig erkannt und auch erneut abgebildet[1]).

---

[1]) ANT. FRITSCH: Über neue Wirbeltiere aus der Permformation Böhmens nebst einer Übersicht der aus derselben bekannt gewordenen Arten. (Sitz.-Ber. d. kgl. böhm. Ges. d. Wiss., mathem.-naturwiss. Klasse, **52**, Prag 1895.)

Dieser Wirbelkörper mit einem längeren Stück des Dornfortsatzes ist a. a. O. in Fig. 1 in doppelter Größe abgebildet und ist nicht, wie CASE in seiner zitierten Monographie S. 62 angibt, einen halben Meter lang, sondern nur 7 cm. Die Angabe eines halben Meters bei FRITSCH bezog sich nicht auf seine Art, sondern auf die vergleichsweise von ihm herangezogene Art aus Texas. Es ist daher auch durchaus unwahrscheinlich, daß diese böhmische Art mit *Naosaurus*

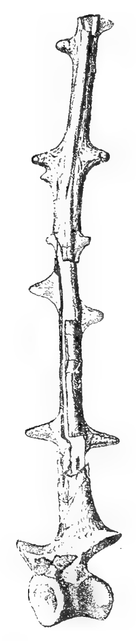


Fig. 3.
Rückenwirbel von *Naosaurus mirabilis* FRITSCH (nach FRITSCH).
Natürliche Größe.



Fig. 4.
Ein Rückenwirbel von *N. Credneri* restauriert.
Natürliche Größe.

cruciger „sehr nahe verwandt, wenn nicht identisch ist“, wie CASE angibt. Er ist dabei offenbar durch seinen Irrtum bezüglich der Größe des böhmischen Wirbels irregeleitet.

In ihren Dimensionen stimmt nun unsere Art sehr nahe mit der böhmischen überein, so daß ich sie auf Grund dieses Merkmals und des nahezu gleichen Alters mit diesem *Naosaurus mirabilis* FRITSCH vereinigen würde, wenn unsere Art nicht in dem einzigen zum Vergleich brauchbaren Merkmal,

der Entwicklung der Seitendornen, erheblich von der böhmischen Art differierte. Bei dieser sind an dem erhaltenen Fragment des Dornfortsatzes 5 kräftige Dornen ausgebildet und demnach ziemlich dicht gestellt. Bei unserer Form sind die Seitendornen viel kleiner, seltener und in weiteren Abständen angebracht, so daß eine Zeichnung der beiderlei Dornfortsätze (Fig. 3 u. 4) den spezifischen Unterschied beider Formen klar hervortreten läßt. So dürfte also eine neue Art dieses absonderlichsten aller paläozoischen Reptiltypen vorliegen. Sie mag den Namen des verdienstvollen Monographen der Fauna von Nieder-Häßlich, des Herrn Geheimen Rats Prof. Dr. HERMANN CREDNER, tragen und also *Naosaurus Credneri* heißen.

Es ist bemerkenswert, daß auf einem räumlich und zeitlich begrenzten Terrain zwei ungefähr gleich große Arten existierten, und also anscheinend schon damals selbst innerhalb so eng geschlossener Typen eine lebhafte Artbildung stattfand.

Da beide zentraleuropäischen Arten die — soweit bekannt — weitaus kleinsten Vertreter der ganzen Gruppe waren und unzweifelhaft dem unteren Perm (Rotliegenden) angehörten, so erscheinen sie bisher als die ältesten Vertreter der *Naosauri*. Diese Auffassung steht in bestem Einklange mit dem Auftreten von *Palaeohatteria*, die bisher und wohl mit Recht als phylogenetischer Ausgangspunkt der Naosauriden betrachtet worden ist. Sehen wir von den extremen und offenbar sehr schnell spezialisierten Dornfortsätzen ab, so scheint nach den sonstigen erhaltenen Teilen die Entfernung dieser ältesten Naosauriden von *Palaeohatteria* nicht erheblich zu sein.

42. Über und gegen neue *Diplodocus*-Arbeiten.[1])

Von Herrn GUSTAV TORNIER.

(Mit 12 Textfiguren.)

Berlin, den 6. August 1910.

Teil I: Gegen O. ABELs Rekonstruktion des *Diplodocus*.
(Abh. d. k. k. Zool.-Botan. Gesellsch. Wien 1910, Bd. V, H. 3.)

In der hier zunächst zur Besprechung vorliegenden Schrift hat ihr Verfasser sich den Kampf gegen die von mir vertretene *Diplodocus*-Auffassung auf seine Weise recht sehr erleichtert. Ich selber stütze mich nämlich dabei vorwiegend auf eingehende Untersuchungen an den großen und kleinen Gelenken des in Berlin montierten Skelettabgusses. Und nun erklärt ABEL in bezug darauf folgendes: Da die Gelenk-Enden der großen Extremitätenknochen der Sauropoden von Knorpelscheiben überzogen waren, die verloren gegangen sind, läßt sich auf diesem Wege die gegnerische Auffassung nicht widerlegen. — Und damit schaltet er meine Hauptbeweise einfach aus und vermeidet so sehr bequem das Schwierige, auf sie sachlich irgendwie eingehen zu müssen.

Und dann gibt er zweitens an, daß der Gelenkknorpel in den großen Gelenken des *Diplodocus* sehr dick gewesen sei. Die Textstelle lautet: „Es ist hervorzuheben, daß schon HATCHER auf die starke Knorpelbedeckung der Extremitätenknochenenden hingewiesen hat. Diese Tatsache muß auch in einer Rekonstruktion dadurch zum Ausdruck gebracht werden, daß z. B. die Knochen am Kniegelenk, Ellbogengelenk usw. nicht unmittelbar aufeinanderstoßend montiert werden, sondern durch entsprechende Zwischenräume getrennt bleiben. HATCHER hat dies in seinen Rekonstruktionen (1901 und 1903) nicht getan, wohl aber ist darauf von HOLLAND bei der Aufstellung des Gipsabgusses Rücksicht genommen worden." (S. 34.)

Ich muß gestehen, daß ich durch diesen letzten Ausspruch sehr sonderbar aufgeklärt worden bin. HOLLAND hat nämlich diese Gelenkzwischenräume überall recht sehr reichlich bemessen, denn zumeist sind sie weit über handbreit. Ich dachte nun seinerzeit, daß eine derartige Anordnung der Gelenke ent-

[1]) Nach dem in der Sitzung vom 6. Juli 1910 gehaltenen Vortrage.

weder aus Fahrlässigkeit geschehen sei oder um das Tier größer erscheinen zu lassen, als es ist; und sah also nunmehr, daß es aus einer besseren Gelenkkenntnis geschehen sein soll, als sie mir selbst zu Gebote steht.

Es fragt sich indes, ob diese Aussprüche ABELs, die — wie es scheint — Glauben finden können, da ich bei wenigstens 4 anderen Autoren bereits ganz ähnliche Bemerkungen fand, auch wirklich aus Sachkenntnis entsprungen sind. Nun, der Gelenkknorpel im Knie- und Hüftgelenk des Elefanten und ferner im Schultergelenk am Oberarm des Grönlandwals, d. h. also in den größten Gelenken, die es wohl gibt, hat eine Dicke von 1 bis höchstens 2 mm, was tadellos vorliegende Objekte beweisen. Und wie alle Gelenkknorpel von Reptilien und höheren Wirbeltieren sind ferner auch diese in ihrem ganzen Umfang nur so dünne und durchscheinende Blätter, daß die darunter liegenden Knochenlager durch sie hindurchschimmern. Also ist der Gelenkknorpel des *Diplodocus* selbst in dessen größten Gelenken sicher auch nicht dicker gewesen; und seine Gelenkkörper mußten daher bei der Rekonstruktion des Tieres — entgegen ABELs Behauptungen — bis auf nur einige Millimeter Entfernung aneinandergebracht werden. Dann muß zugegeben werden, daß bei fossilen Tieren der Gelenkknorpel wohl immer verloren geht. Trotzdem aber sind auch da die Gelenke fast immer noch auf ihren Gebrauchswert gut abzuschätzen, denn es wurde ja bereits gesagt: Jeder Gelenkknorpel ist eben nur ein winzig dünnes Blatt auf seiner Knochenunterlage, und ferner ein Blatt, das in seinem ganzen Umfang annähernd gleich dick ist. Daraus aber folgt: Die Höhlungen, Grate und die ganze Gestalt eines Gelenks werden nicht erzeugt durch den Gelenkknorpel, sondern allein durch den Knochenbezirk, der unter dem Gelenkknorpel liegt. Dieser Knochenbezirk ist aber außerdem auch noch ganz anders gebaut, nämlich viel dichter und geglätteter, als alle die Bezirke des Knochens, welche Bändern, Sehnen und Muskeln zum Ansatz dienen; und deshalb sind auch an jenen Knochen, welche ihren Gelenkknorpel verloren haben, solange sie nicht völlig übermazeriert sind, noch alle Gelenkcharaktere durchaus sicher festzustellen.

Fragt sich nun, ob der *Diplodocus*, der hier in Frage steht, übermazerierte Gelenke hat; und die Antwort lautet: Nein. Denn höchstens sein Hüftgelenk ist etwas anmazeriert, und ganz wenig auch das Kniegelenk. Doch beide bei weitem nicht so, daß sie zur Untersuchung unbenutzbar sind. Alle anderen Gelenke des Tieres sind aber geradezu wunderbar gut

erhalten und daher bis ins feinste auf ihren Gebrauchswert aburteilbar. —

Die zweite Erleichterung, die sich Abel bei der Bekämpfung meiner von ihm nur besprochenen ersten *Diplodocus*-Arbeit gewährt, ist folgende:

Alle Dinosaurier sind nach ihm konstruktiv annähernd gleichwertig, d. h. auf einem Leisten gebaut, der auch dem *Diplodocus* paßt. So führt er z. B. beständig auch den *Iguanodon* mit der Devise vor: Was *Iguanodon* hat, muß auch *Diplodocus* haben, obgleich er selbst, an einer Stelle wenigstens, noch angibt: der *Iguanodon* war ein zweifüßig aufrecht gehendes, *Diplodocus* aber ein vierfüßiges Tier, und obgleich in Wirklichkeit der Bau beider Tiere von Grund aus verschieden ist. Ein derartiges Vorgehen aber ist ebenso richtig, als wenn etwa behauptet würde: Hase, Biber, Springmäuse und Flugeichhörnchen sind nach gleichem Plan gebaut, denn sie gehören ja alle zur Säugetierordnung: *Rodentia*; oder wenn angegeben würde: Känguruh, Beutelwolf, die halbaffenartig kletternde Phalangista und der Beutelmaulwurf könnten bei Skelettrekonstruktionen füreinander einspringen, denn sie seien ja alle Beuteltiere.

Abschnitt I: Über die Kopfstellung des *Diplodocus*.

Abels Einzelausführungen, unter gewissenhaftem Eingehen auf alle, sind nun folgende:

Er will erstens den *Diplodocus*-Kopf so einstellen, daß dessen Längsachse parallel zu der des vordersten Halsendes wird; der Kopf also ohne jede Beugestellung, d. h. Schnauzensenkung, am Halse sitzt; obgleich Holland seinerzeit eine derartige Kopfanordnung des Tieres für unmöglich erklärt hat, und ich ihm zustimmte mit der Hinzufügung, diese Winkelung zwischen Kopf und Hals des Tieres sei einer von den sicheren Beweisen für die Tatsache, daß der *Diplodocus* seinen Hals in Form eines S steil aufrecht getragen haben müsse. Die betreffende wichtige Beweisführung Hollands aber lautet in Übersetzung:

‚Prof. Marsh teilte bei seiner Schädelbeschreibung des *Diplodocus* die äußerst wichtige Tatsache mit, daß der Hinterhauptscondylus „in annähernd rechtem Winkel zur Längsachse des Schädels steht“ (Dinosaurs of North America, S. 175), und bei der Erwähnung des Gehirns bemerkt er dann (a. a. O., S. 178), „daß es vom Gehirn der anderen Sauropoden und von dem aller anderen bekannten Reptilien durch seine Stellung abwich, da es nicht parallel zur Längsachse des Schädels lag,

wie das gewöhnlich ist, sondern gegen sie schräg stand; und zwar mit stark erhobenem Vorderende, so wie bei den wiederkäuenden Säugetieren". Als es für den Verfasser (HOLLAND) dann notwendig wurde, bei der Skelettrekonstruktion dem Schädel in Verbindung mit Atlas und Epistropheus eine Stellung anzuweisen, stand er plötzlich vor der Tatsache, daß es eine mechanische und anatomische Unmöglichkeit war, die Schädellängsachse in eine Parallele zur Längsachse der Halswirbel zu bringen; denn die vorher erwähnte Bemerkung des Prof. MARSH war ihm damals noch unbekannt, sonst würde sie ihm zu einer schnelleren Beseitigung jener Schwierigkeit verholfen haben. Sorgfältige Untersuchung des Atlas, des Epistropheus und des Schädels ergaben dann weiter dem Verfasser und seinem Assistenten Mr. COGGESHALL — nach wiederholten Mißerfolgen bei dem Versuch, den Schädel in der gewöhnlichen Reptilienstellung tadellos anzubringen — das Endresultat, daß der *Diplodocus*-Schädel im Leben auf den Halswirbeln in der Art saß, daß seine Längsachse einen stumpfen Winkel mit der Längsachse der vorderen Halswirbel bildete. Die Richtigkeit dieser Entscheidung, welche die einzig erreichbar mögliche war, wurde dann hell beleuchtet und bestätigt durch jene eben erwähnte Bemerkung des Prof. MARSH; denn, obgleich dieser nie ein Skelett des Tieres aufzustellen Veranlassung hatte, hatte er doch schon mit großem Scharfsinn die Ausnahmestellung für den Schädel entdeckt, der ihm vorlag.

Eine weitere anatomische Bestätigung für die Richtigkeit der Schädelaufstellung, wie sie in der Rekonstruktion angewandt worden ist, liefern dann die Unterseiten von Atlas und Epistropheus, wenn beide Knochen aneinandergefügt und eingelenkt werden. Dann sieht man nämlich, daß ihre Unterseiten einen schwachen Bogen bilden. Der Versuch aber, zuerst den Atlas und Epistropheus in eine solche Stellung zu bringen, daß die Schädellängsachse eine geradlinige Fortsetzung der Halswirbellängsachse bildet, und darauf die Halswirbelunterseiten ganz horizontal einzustellen, führt zur Halsausrenkung.' (Mem. Carnegie Mus., Bd. II, 1904—06, S. 227/28.) — Gegen diese Angaben geht nun ABEL folgendermaßen vor, wobei hier einiges hervorgehoben wird:

„Der Atlas des *Diplodocus* ist nur in einem Exemplar bekannt (Nr. 969 im American Museum of Natural History, New York). Aus den von MARSH mitgeteilten Abbildungen geht hervor, daß die craniale Gelenkgrube des Atlas den Condylus wie eine große Schale von drei Vierteilen eines Kreisumfangs umfaßte, und daß sie sich schräg unter ihn schob;

HATCHER hat die Art der Gelenkverbindung zwischen Atlas und Schädelcondylus ganz richtig zur Darstellung gebracht.“

Hierzu sei nun zuerst bemerkt:

Über diesen Atlas schreibt zuerst HATCHER: MARSH hat diesen Atlas nie irgendwie beschrieben, sondern nur abgebildet. (Mem. Carnegie Mus., Bd. I, 1901—04, S. 19.) — HATCHER selbst ferner hat ihn nie gesehen, sondern macht nur einige Bemerkungen über die eben erwähnten Abbildungen (ebenda, S. 19). — Drittens sei nun dazu bemerkt: Eine nur ihm eigene, von dem allgemeinen Atlastypus abweichende Gestalt [etwa mit reiner Horizontallage des unteren Teils seines Hinterhauptsgelenks, wie ABEL infolge unklarer Schattierung der einen der beiden Figuren von MARSH anzunehmen scheint, was aber die andere korrigiert], und daraus dann folgende besondere motorische Befähigungen besitzt dieser Atlas nicht. — Zuviert: Schräg „unter“ den Hinterhauptscondylus schiebt sich ein jeder Atlas, sobald der Kopf auf dem Atlas stark gebeugt wird; aber auch nur dann. Es ist diese unbestreitbare Tatsache also jedenfalls gar kein Beweis für jene Annahme, daß ein Kopf normalerweise in der Verlängerung der Halslängsachse stehen muß, wenn der Atlas unter dem Hinterhauptscondylus liegt, sondern bewiese bei Fixierung dieser Kopfbeugestellung das Gegenteil. — Über jenen Atlas schreibt fünftens HOLLAND: Jener Atlas, den Prof. MARSH abbildete und HATCHER in seiner Arbeit reproduzierte, wenn er überhaupt der Atlas eines *Diplodocus* ist, ist unzweifelhaft ein älterer, bei welchem die verschiedenen Elemente innig miteinander vereinigt und zusammengewachsen sind. (Mem. Carnegie Mus., Bd. II, S. 247.) — Es ist aber auch sechstens durchaus nicht richtig, daß dieser Atlas von bereits stark bestrittener Herkunft der allein bisher gefundene *Diplodocus*-Atlas ist. HOLLAND hat vielmehr seine, gerade hierin sehr sorgfältigen Studien an einem „zweiten“ gemacht, der zusammen mit dem zugehörigen Hinterhauptsende gefunden worden ist. Er beschrieb ihn einzeln und zusammen mit seiner Nachbarschaft unter Beigabe von 16 Einzelfiguren. Er erwähnt von ihm, daß er einwandsfrei erhalten sei, und benutzt ihn mit für seine Skelettrekonstruktion, so daß ich selbst und ABEL ihn am Abguß sicher nachuntersuchen können. — Und gegen dieses einwandsfreie Stück führt ABEL nicht nur ein von der Wissenschaft bereits abgetanes Gegenstück an, ähnlich wie er in seiner Schrift über den *Diplodocus*fuß eine flüchtige Fußskizze aus einer Arbeit verwendet, in der diese Skizze für wertlos erklärt wird; sondern fordert daneben auch noch von so gewissen-

haften Nachuntersuchern wie STREMME ohne Grund sorgfältigeres Arbeiten; er sollte, scheint mir, in vieler Hinsicht vorsichtiger sein. —

Er fährt dann weiter fort:

„Der Epistropheus besitzt einen langgestreckten Körper, dessen Vorderseite sehr schräg von vorn oben nach unten hinten abfällt; dieselbe Neigung besitzt die Hinterseite des Wirbelkörpers, so daß derselbe im Profil ein schiefwinkliges Parallelogramm darstellt."

„Bei richtiger Verbindung der folgenden Halswirbel, beziehungsweise bei völliger Deckung der Zygapophysalgelenke ergibt sich, daß der vorderste Halsabschnitt einen nach oben ziemlich stark konvexen Bogen bildete, sowie daß die Schädelachse trotz der Lage des Condylus in die Fortsetzung der Halsachse fällt, aber keinen stumpfen oder gar rechten Winkel mit ihr einschloß!!" (S. 45.)

Hierzu sei bemerkt: Abgesehen davon, daß die im Halsteil ganz genau nach HOLLAND gezeichnete Fig. 1 dieser Arbeit sicher beweist, daß eine stärkere Konkavkrümmung der Atlas-Epistropheus-Unterseite, wie sie in der Figur bereits angegeben wurde, überhaupt unausführbar ist, da hier Atlas und Epistropheus kaum aneinander beweglich sind; würde ferner, wie eben diese Figur auch sofort ergibt, eine stärkere Zusammenbiegung der Atlas- und Epistropheus-Unterseite nicht eine stärkere (und dann rein indirekte) Streckung des Kopfes am Halse erzeugen, sondern genau das umgekehrte. Und wesentlich stärkeres Aufeinanderlegen der vorderen Hals-Gelenkfortsätze, wie sie die Figur und der Abguß des Tieres besitzen, ist auch nicht möglich, denn gerade sie liegen bereits annähernd normal aufeinander. Der Epistropheus und die nachfolgenden Halswirbel haben aber überhaupt mit Beuge- oder Streckstellung des Kopfes am Halse rein gar nichts zu tun, denn schon in naturwissenschaftlichen Lehrbüchern steht, was dasselbe besagt: Die Kopfbeugung und -streckung finden allein im Hinterhauptsgelenk des Halses statt. —

Damit sind ABELs Gegenbeweismittel in dieser Sache erschöpft.

Nun noch die folgenden Bemerkungen über die Kopfaufstellung des *Diplodocus*, welche HOLLAND gewählt hat. HOLLAND hat ganz recht: Ein Hinterhauptscondylus, der senkrecht auf der Kopflängsachse steht, beweist unbedingt, daß dieser Kopf niemals so eingestellt werden kann, daß seine Längsachse zur Verlängerung der Halslängsachse wird, und der Kopf selbst

also damit jede Beugestellung am Halse verliert. Nun hat aber Holland ferner — wie sowohl seine Abbildungen der von ihm gewählten Rekonstruktion, als auch der Gipsabguß der Rekonstruktion ganz sicher beweisen — den *Diplodocus*-Kopf bereits im Maximum seiner Streckung zum Halse aufgestellt. Die Fig. 1 dieser Arbeit, die mit nur einer winzigen Abänderung der Hollandschen Fig. 1 (Mem. Carnegie Mus., Bd. II, S. 228) am Abgußtier gezeichnet ist, sowie jene Figur Hollands selbst beweisen dies ohne weiteres: Die Hinterhauptsschuppe



Fig. 1.
Aufstellung des *Diplodocus*-Kopfes nach Holland.

des Tieres und der Neuralbogen des Atlas stehen in ihr nämlich bereits so dicht aneinander, daß jede weitere Annäherung zwischen ihnen und damit eben auch jede weitergehende Streckbewegung des Kopfes am Halse ausgeschlossen ist, denn dann müßte der Atlas weiter am Epistropheus nach hinten oder in ihn hineingeschoben werden, was beides unmöglich ist. Und ganz genau so ist es im Skelettabguß. Bei ihm nämlich beträgt der Zwischenraum zwischen dem Hinterhauptscondylus und der Atlaspfanne für ihn — was die angebliche Dicke des Gelenkknorpels vorstellen soll — 20 mm; und ferner liegen hier zwischen Hinterhauptsschuppe und Neuralbogen des Atlas nur noch 25 mm Zwischenraum. Wird

nun das Gesamthinterhaupt, wie es wegen der nur sehr geringen wirklichen Gelenkknorpeldicke des zugehörigen Gelenks notwendig ist, um etwa 16 mm an den Atlas herangerückt, so bleiben zwischen der Hinterhauptsschuppe und dem Atlas-Neuralbogen nur noch 7 mm Zwischenraum. Bedenkt man dazu, daß die Hinterhauptsschuppe außerdem noch der Nackenmuskulatur zur Ansatzstelle dient, so wird zweifelsfrei, daß sie durchaus nicht näher an den Atlas herangebracht werden kann; was zugleich besagt, daß der Kopf nicht weiter am Halse gestreckt werden kann, als er zurzeit schon ist.

Es ist ja auch ganz klar, daß HOLLAND bei seiner Rekonstruktion des *Diplodocus* diese Maximalstreckung im Hinterhauptsgelenk unbedingt anwenden mußte; er stellte eben den Hals so weit wie irgend möglich horizontal gestreckt auf und mußte es mit dem Kopf deshalb ebenso tun. Es ist ihm aber zugleich hoch anzurechnen, daß er so viel wissenschaftliches Gewissen besaß, hierbei nicht über das unbedingt zulässige Maß hinauszugehen, d. h., daß er nicht versuchte, eine ihm gewiß höchst unangenehme Tatsache zu verdecken oder zu vertuschen.

Dagegen ist aber außerdem aus der Fig. 1 dieser Arbeit noch ohne weiteres zu entnehmen, daß erstens der Kopf des Tieres am Halse sehr viel stärker gebeugt werden konnte, als er zurzeit steht, denn jener Gelenkteil am Hinterhauptscondylus, der in der Figur noch unbedeckt ist, gehört zur Beugeseite des Gelenks; und daß das Mittelmaß zwischen der Maximal- und Minimalstreckung des Kopfes in diesem Gelenk in seiner etwa senkrechten Stellung auf der Halswirbelsäule liegt, wie von mir bisher als „Normalstellung" desselben richtig angegeben worden ist. —

Nur nebenbei sei dann noch erwähnt: Sehr viel schlimmer für die ABELsche Bekämpfung dieser Kopfstellung des Tieres wird es aber noch, wenn der *Diplodocus* wirklich, wie ABEL annimmt, einen Proatlas gehabt hat. Er nimmt das an, weil *Morosaurus* und *Brontosaurus* „auch" einen haben (S. 43), was natürlich kein Beweis ist. Wird aber angenommen, daß auch hier ein Proatlas war, so stand dieser — wie an einem Bänderskelett vom Alligator von mir festgestellt wurde, bei der Kopfstreckung des Tieres senkrecht auf dem Neuralbogen des Atlas, wie Fig. 1 dieser Arbeit in dem punktierten Kreis über dem Atlas andeutet, und legte sich bei der Kopfbeugung zwischen dem Hinterhaupt und Atlas des Tieres auf das Halsmark, das er alsdann von oben her überdeckte. Und nach MARSH hat er gerade die Aufgabe, das Halsmark gegen Ver-

letzungen, die von außen und oben her kommen könnten, zu schützen; und das mag schon sein. Hat *Diplodocus* also wirklich einen Proatlas gehabt, so wäre das mit ein Hauptbeweis dafür, daß er normalerweise den Kopf viel stärker gebeugt getragen hat, als dieser zurzeit durch HOLLAND aufgestellt worden ist; denn zurzeit könnte ein Proatlas zwischen Hinterhaupt und Neuralbogen des Atlas erst dann eingeschoben werden, wenn der Kopf noch stärker gegen die Wirbelsäule gebeugt würde, als er jetzt ist. Und ein vorhandener Proatlas würde das für die Dauer erfordern, denn er konnte doch nicht „normalerweise" funktionslos sein, d. h. in Nicht-Gebrauchsstellung Verwendung finden. —

Abschnitt II: Über die Rumpflänge des *Diplodocus*.

In meiner, hier zur Verteidigung vorliegenden Arbeit gab ich an, daß die bei den meisten Sauriern vorhandene, äußerst kurze erste Rumpfrippe beim *Diplodocus* nicht vorhanden sei; das hat ABEL in seiner Arbeit zu erwähnen vergessen, obgleich es für seine nun folgenden Vermutungen nicht ohne Wert ist; denn er nimmt an, daß der *Diplodocus* einen bisher nicht aufgefundenen ersten Rumpfwirbel mit solchen kurzen Rippen besessen habe; und er spricht als diese Rippe den Knochen an, der von mir seinerzeit als Episternum des Tieres bezeichnet wurde. Außerdem will ABEL in das Abgußtier zwischen den daselbst ersten und zweiten Rumpfwirbel noch einen angeblich verloren gegangenen einfügen, also zwei neue, so daß also der *Diplodocus* nicht 10 rippentragende Rumpfwirbel besessen habe, wie HATCHER und alle anderen bisherigen Beobachter des *Diplodocus* meinen, sondern 12. „Der Thorax ist somit viel länger, als bisher angenommen wurde." (S. 43.)

Gesetzt, ABEL habe in dieser Sache recht, so würde das für die von mir vertretene Anschauung über Bau und Normalstellung des *Diplodocus* nicht nur nichts ändern, sondern das Tier würde dadurch sogar um noch zwei weitere Eigenschaften mehr saurierähnlich werden, als es ohnehin schon ist: Durch den Besitz einer ersten kurzen Rippe nämlich und durch die Zunahme der Längsstreckung seines Rumpfes. Die Gründe aber, die ABEL dafür anführt, scheinen mir leider nicht sehr beweiskräftig.

Der erste Grund soll sein, daß die Wirbel in der derzeitigen Wirbelsäule des Abgußtieres zu ungleich seien, und deshalb keine harmonische Reihe „durch allmähliche Form-

übergänge“ miteinander bilden. Speziell wird angegeben, daß der zurzeit erste rippentragende Abgußtierwirbel im Wirbelkörper 510 mm, der nachfolgende 416 mm lang ist. „Ebenso groß ist die Formdifferenz der Neurapophysen; die Neurapophyse dieses angeblich ersten Rumpfwirbels ist doppelt so breit (in sagittaler Richtung) als auf dem nächstfolgenden Wirbel.“ Wenn man ferner den zurzeit ersten rippentragenden Abgußtierwirbel mit seinem Vorangeher vergleiche, „so ergeben sich auch hier ebenso große Formdifferenzen“ (S. 40 u. 41).

Daß die Wirbelsäulen nach dem Gesetz „harmonische Wirbelreihe durch allmähliche Übergänge“ gebaut sind, entspricht den Tatsachen jedenfalls nicht. Die Wirbelsäulen wenigstens bei allen Tieren, welche größere Teile der ihrigen etwas schärfer ein- oder aufgebogen haben oder so einstellen können, sind vielmehr stets nach dem Prinzip der technischen „Rund- und Spitz-Bogen“ gebaut, auf das ich später noch zurückkommen werde, und welches „das harmonische Größerwerden“ der Bogenbauelemente direkt ausschließt. Einige Zahlen werden das hier vorläufig genügend beweisen:

Beim Känguruh (*Macropus billiardieri* wurde als Beispiel gewählt) ist der Übergang von der Brust zum Hals nicht allmählich, sondern sehr schroff und sprungartig. Der erste Brustwirbel hat noch ganz den Typus seiner Art; der letzte Halswirbel ist schon ganz typisch für seinen Formkreis. Die Maße sind: Erster Brustwirbel: Körperlänge 18 mm, Neuralbogen in Längsrichtung 12 mm; Dornfortsatz in Höhe 35 mm, in Längsausdehnung 11 mm. — Der letzte Halswirbel: Körperlänge 11 mm, Neuralbogen 6,5; Dornfortsatz in Höhe 18 mm; in Längsrichtung 6,5 mm. — Vorletzter Halswirbel: Körperlänge 9 mm; Neuralbogen in Längsrichtung 7 mm; Dornfortsatz: Höhe 7 mm; in Längsrichtung 7,5 mm. — (Epistropheus: Körperlänge 13 mm, Neuralbogen längs 13; Dornfortsatz in Höhe 21, längs 11 mm.) —

Beim Pferd (*Equus caballus*) ist der Übergang von der Brust zum Hals auch nicht allmählich, sondern auch sprungartig schroff. Der zweite Brustwirbel hat noch ganz den Typus seiner Art; der erste zeigt im Dornfortsatz Übergangscharaktere zum Hals. Der letzte Halswirbel hat auch hier den Volltypus seines Formkreises. Die Maße sind: Der zweitvorderste Brustwirbel: Körperlänge 46; Neuralbogen längs 72 mm; Dornfortsatz in Höhe 89, längs 45 mm. — Erster Brustwirbel: Körperlänge 40, Neuralbogen längs 84 mm; Dornfortsatz in Höhe 62; längs 33 mm. — Letzter Halswirbel: Körperlänge 56; Neuralbogen längs 103 mm; Dornfortsatz in Höhe 18,

längs 59 mm. (Epistropheus: Körperlänge 138 mm; Neuralbogen 136 mm; Dornfortsatz in Höhe 111, längs 40 mm.) —

Das Resultat aus diesen Maßen aber ist: Bei den hier gemessenen Tieren weichen an der Halswurzel die einzelnen Wirbel sehr viel stärker voneinander ab als beim *Diplodocus*, wie er zurzeit vorhanden ist. —

Dann soll drittens beim Abgußtier, als es entdeckt und bloßgelegt wurde, die Halswirbelsäule an jenen Stellen, wo nunmehr die fehlenden Wirbel eingefügt werden sollen, größere lückenbildende Verlagerungen der Wirbel aufgewiesen haben, was ein Beweis dafür sein soll, daß hier Wirbel fehlen können. — Nach den Textangaben der Entdecker haben die Wirbel an diesen Stellen zum Teil aufeinander gestanden und nicht nebeneinander gelegen, und die ganze Beschreibung beweist nichts dafür noch dagegen. —

Dann spricht nach Abel dafür, daß dem Abgußtier und auch dem Frankfurter zurzeit der wirklich erste Rumpfwirbel fehle, „namentlich das Vorhandensein der ersten Rippe, die bei 2 Skeletten gefunden wurde" (S. 41).

Der Knochen, der hier zum erstenmal als Rippe gedeutet wurde, ist bisher schon für recht vieles gehalten worden; die Deutung, die ihm jetzt Abel gibt, ist also eine von den vielen und ebenso hypothetisch wie die anderen: „Es wird also eine Behauptung durch eine zweite Behauptung zu beweisen versucht," und das soll doch, wie Abel mit den eben angegebenen Worten selbst fordert (S. 22), nicht geschehen.

Ich selbst hatte — allerdings nur nach den vorhandenen Zeichnungen — den Knochen als Episternum gedeutet und tue es noch — aus folgenden Gründen:

Der Knochen ist bisher bei 2 Skeletten, aber bei jedem nur in der Einzahl, gefunden worden; es ist daher gut möglich, daß er am Skelett nur in der Einzahl vorhanden war. [In Figur 2d und 2e dieser Arbeit sind sie beide nebeneinander und in gleicher Lage nach Holland (Mem. Carnegie Mus., Bd. II, S. 261) photographisch kopiert.] — Der Knochen lag bei dem Abgußtier ferner zwischen Schulterblatt und Sternum, also dort, wo ein Episternum liegen muß. — Das Episternum der Gegenwart-Saurier drittens (Fig. 3b) hat eine ganz eigenartige Gestalt. Es hat nämlich, wenn es in richtiger Lage liegt, einen mehr oder weniger lang gestreckten Körper; seine vordere Spitze läuft ferner entweder in eine knopfartige Verdickung oder in 2 flügelartige Fortsätze aus, oder in 3 solche Fortsätze, die dann mit dem Schaft zu-

sammen eine Kreuzfigur bilden. Es hat ferner eine mehr oder weniger konvexe Unterseite und eine abgeflachte Oberseite; ganz besonders aber ist das hintere Ende dieser Oberseite abgeflacht; und mit dieser Abplattung liegt es der Unterseite der Brustbeinplatte so fest an, als sei es in dieselbe hineingedrückt, während es mit dem weniger abgeplatteten Teil seiner Oberseite zwischen den beiden Schulter-



Fig. 2.
Episternum von *Diplodocus*?

gürteln nach vorn vorragt. — Genau diese Form haben nun aber auch die beiden hier in Frage kommenden Knochen (Fig. 2). Jeder von ihnen ist vorn wenigstens 2 zinkig gegabelt; der eine (2 d) außerdem in der Art, daß man annehmen könnte, seine Spitze sei eigentlich 3 zinkig, d. h. kreuzförmig, gewesen. Der kleinere Ast (*b*), schreibt Hatcher, ist hier abgebrochen; der andere (*a*) aber ist, füge ich bei, auch noch schwach 2 zinkig. Ergänzt, würde demnach das Ende schwache Kreuzform annehmen. — Ebenso charakteristisch ist aber auch der Schaft

dieser Knochen. Bei beiden hat er eine konvexe Unter- und eine abgeplattete Oberseite. Die Abplattung der Oberseiten aber ist an den Gabelästen nur sehr gering; am anderen Ende, das sich zugleich etwas verbreitert, ist sie dagegen gewaltig stark; „spatenartig", wie HATCHER sagt; und es setzt sich dieser Spatenteil gegen das übrige durch eine scharfe Furche ab. Zwischen diesem verbreiterten spatenartigen Teil und der gegabelten Spitze ist der Knochen, schreibt HATCHER, unregelmäßig elliptisch und halbkreisförmig im Ausschnitt; und

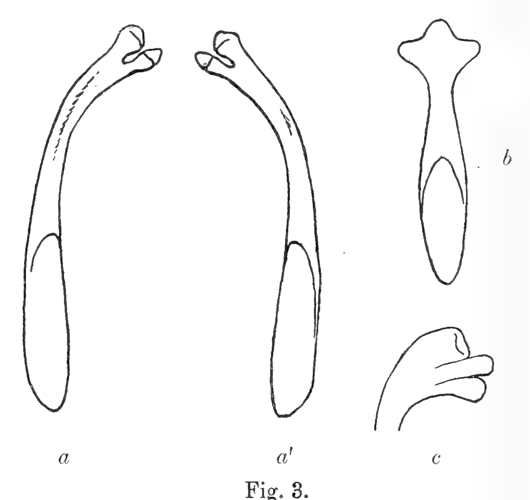


Fig. 3.

a a' Lage der als Episterna gedeuteten Knochen, wenn sie bilateral symmetrisch wären.

b Episternum recenter Saurier.

c Kopf von Fig. 2 d ergänzt.

gerade dort, wo der rundliche Schaft in das abgeplattete spatenartige Ende übergeht, zieht eine Aushöhlung (die von mir erwähnte Grenzkante) quer über den Knochen, die den Anschein erweckt, als sei sie durch die überhängende Ecke eines Coracoid oder Sternum entstanden. — HATCHER hat fast recht: Es ist nämlich gar kein Zweifel, daß das ganze in auffälligster Weise abgeplattete Ende der Knochen an einem anderen Knochen festgesessen haben muß, wie etwa ein typisches Episternum am Sternum. — Dann haben ferner diese beiden Knochen Größe und Breite, wie sie dem Episternum des *Diplodocus* etwa zukommen kann. Das spatenförmige Ende nämlich ist 26,5 cm lang, hat eine

Höchstbreite von 7,5 cm und eine durchschnittliche Dicke von ungefähr 2,4 cm, während der ganze Knochen 62 cm lang ist.

Nun aber spricht etwas gegen die Episternumnatur der beiden Knochen, und zwar die Tatsache, daß beide Knochen nicht in sich symmetrisch sind, sondern eine asymmetrische Krümmung ihres Schaftes aufweisen. Diese asymmetrische Schaftkrümmung nun ist es gewesen, welche HATCHER und HOLLAND veranlaßten anzunehmen, daß die Knochen nicht einfach, sondern zu zweit, und zwar als bilateral symmetrisch, im Tier vorhanden gewesen sein können; während ABEL sagt: gewesen sein müssen.

Stellt man nun aber die Knochen so ein wie in der Fig. 2 dieser Arbeit, daß ihre Schafte genau gleiche Lage haben, so ergibt das zuerst die bereits von HOLLAND nachgewiesenen sehr wichtigen Tatsachen, daß die Krümmung der beiden Knochen eine verschieden starke ist, und daß die gegabelten Köpfe der beiden Knochen nicht in derselben Ebene liegen; dann aber zeigt sich drittens noch, was bisher nicht nachgewiesen ist, daß die beiden Knochen außerdem auch noch nach ein und derselben Seite gekrümmt sind, nämlich nach rechts, denn wären sie bilateral symmetrisch, so müßten sie, wie in Fig. 3 a, a' zueinander stehen. Das aber beweist seinerseits ganz sicher, daß die beiden Knochen nicht bilaterale Gegenstücke zueinander sein können und von der rechten und linken Körperseite herstammen, wie ABEL sich von SIEBENROCK hat sagen lassen, sondern daß sie höchstens verschieden stark gebogene Knochen von ein und derselben Körperseite sind. Und es beweist mir selbst zweitens, daß die verschiedene Krümmung diesen beiden Knochen wohl nicht von Natur zukommt, sondern als eine ihnen sekundär aufgedrängte zu betrachten sein dürfte. Nämlich so: Die beiden Knochen, die hier vorliegen, hatten bei ansehnlicher Länge eine recht geringe Dicke; sie waren ferner — wie die Episterna aller Reptilien — äußerst minderwertige Knorpelknochen, d. h. sie waren sehr leicht zu verbiegen. Sie sind deshalb, denke ich mir, entweder beim Absterben und der Mazeration des Tieres unter verschiedenen Druck geraten, der ihre gegabelten Spitzen deformierte und ihre Schäfte verschieden stark verbog, worauf sie in dieser Form zusammentrockneten und versteinerten; oder aber: die Schäfte dieser Knochen verbogen sich beim Zusammentrocknen nach der Mazeration schon von selbst verschiedenartig; entweder wegen ungleich weit vorgeschrittener Verknöcherung, oder weil das Wasser aus dem einen schneller als aus dem anderen entwich, worauf sie in

dieser sekundär veränderten Form versteinerten. Das heißt aber mit anderen Worten: Diese Knochen waren — scheint mir — von Natur symmetrisch in sich und sind erst unter dem Einfluß ungünstiger äußerer Einflüsse sekundär asymmetrisch geworden; und das hieße dann weiter: Diese, ihre sekundären Verbiegungen beweisen also nichts gegen ihre Episternum-Natur.

Ich wiederhole also nochmals: Die beiden hier in Frage stehenden Knochen können zwei in verschiedenem Maße sekundär verbogene und dabei zugleich an ihren gegabelten Enden verschiedenartig defekt gewordene Episterna vom *Diplodocus* sein.

Sind sie es aber nicht, sind sie nicht sekundär verbogen, so ist jedenfalls durchaus sicher, daß sie ein und derselben Körperseite des Tieres unbedingt angehört haben müssen; und dann ist das wahrscheinlichste, daß sie an derselben Körperseite aufeinanderfolgend oder durch ähnliche Zwischenglieder getrennt saßen und etwa verknöcherte Costalrippenknorpel waren, wie HOLLAND unter anderem vermutet. —

ABEL nimmt nun aber auf Rat von SIEBENROCK an, daß sie bilateral symmetrisch waren, was unbedingt nicht richtig ist; und daß sie die beiden Rippen des ersten noch nicht gefundenen Rumpfwirbels des *Diplodocus* waren, was also höchstens für einen von ihnen gelten könnte. — Die sonstigen Gründe für ihre Natur als bilaterale Rippen sind dann nach ABEL folgende: 1. „Die Gabelung der Knochen am proximalen Ende.“ [Kann auch bei einem Episternum, einer Clavicula und einem Brustwirbelknorpel vorkommen.] 2. „Die übereinstimmende Form der Gabelenden mit dem Tuberculum und Capitulum der vorderen Rippen.“ (Da diese Enden beider Knochen aber ungleich sind, hat ABEL folgende Hilfsbrücke gebaut: „Die proximalen Enden der Gabel sind jedenfalls mit Knorpel überzogen gewesen. Dafür spricht sowohl die Oberflächenbeschaffenheit der beiden Enden wie die ungleiche Länge der Gabelstücke bei Nr. 84 und 662.“) Knorpel muß eben überall herhalten. 3. „Die Krümmung und der Querschnitt der Knochen.“ (Die Krümmung ist aber total verschieden.) 4. „Die Abflachung der Knochen am distalen Ende.“ [Diese spatenförmige und ganz plötzliche Abplattung der Knochen beweist meines Erachtens durchaus sicher, daß die Knochen mit ihr einem anderen fest ansaßen und daher keine Rippen gewesen sein können.] 5. „Die Lage dieser Abflachung.“ [Was das heißt, ist mir nicht klar.]

6. „Das Größenverhältnis der beiden Knochen im Vergleich zu der vordersten Rippe nach HATCHERs Zählung.“ [Das Größenverhältnis stimmt auch ganz gut für ein Episternum, eine Clavicula und einen Brustrippenknorpelknochen.] 7. „Die Lage des einen Knochens zwischen Sternum und Scapula in der Nähe der übrigen Rippen beim Skelett Nr. 84.“ [Spricht ebenso für ein Episternum, eine Clavicula und einen Brustrippenknorpelknochen.] —

Aus den hier vorliegenden Untersuchungen ist also jedenfalls so viel durchaus sicheres Resultat: Die Rippennatur der hier vorliegenden Knochen ist von ABEL durchaus nicht einwandsfrei nachgewiesen worden, und deshalb schon ist es bis auf weiteres nicht notwendig, dem *Diplodocus*, „weil er diese Rippen hatte“, einen noch nicht entdeckten wirklich ersten Rumpfwirbel zuzusprechen. —

Zum Schluß sei dann noch bemerkt: Vielleicht versucht nun ein besonders Energischer den Beweis zu führen, daß die beiden hier in Frage stehenden Knochen die rechts- oder linksseitigen Rippen zu den beiden Wirbeln waren, die dem *Diplodocus* angeblich nach ABEL noch zukommen. Um ihm Mühe zu sparen, sei hier deshalb gleich bemerkt: Nur allein der wirklich erste Rumpfwirbel des *Diplodocus* nebst Rippen ist nach ABEL noch nicht bekannt; dem Abgußtier fehlen nach ABEL allerdings 2 Wirbel (der wirklich erste und der wirklich dritte); der letztere soll aber — wie hier schon erwähnt wurde — im Frankfurter Skelett nebst der dazu gehörigen Originalrippe vorhanden sein; und dem Frankfurter Tier fehlt nach derselben Quelle neben dem wirklich ersten noch der wirklich zweite Rumpfwirbel; der ist aber nach ABEL im Abgußtier mitsamt der zugehörigen Originalrippe (als zurzeit erster) vorhanden.

Abschnitt III: Über Bau und Haltung des Halses und der Rumpfwirbelsäule.

In bezug auf Bau und Haltung der Hals- und Rumpfwirbelsäule des *Diplodocus* hat ABEL noch folgende Aussetzungen an dem bisher darüber Geschriebenen und folgende Vorschläge zu machen: Die **S**-förmige Biegung des Halses ist berechtigt; sie war aber nicht so stark, wie von TORNIER angegeben worden ist. „Unter den zahlreichen Gründen“, die von ihm dafür angegeben wurden, „fehlt gerade der wichtigste“: Die vorderen und hinteren Gelenkfortsätze der Halswirbel nämlich in der von HATCHER angenommenen Profillinie decken sich

nicht, sondern klaffen in ihren Gelenken. Werden sie so angeordnet, daß sie sich „decken“, so ergibt das die richtige, d. h. nur ganz schwache **S**-förmige Halskrümmung, die ABEL vorschlägt. Hierzu paßt die Kopfstellung des Tieres mit der Längsachse des Kopfes in der Fortsetzung der Halslängsachse.

„Auch die Rumpfwirbelsäule des Tieres ist zurzeit falsch aufgestellt, denn die Rumpfwirbelsäule muß eine wesentlich stärkere, nach unten schauende Konkavkrümmung zeigen, als sie HATCHER angab. Die Prä- und Postzygapophysen der Thoracalwirbel (Rumpfwirbel) bilden nämlich keine parallelen Ebenen, sondern konvergieren sehr stark nach unten. Diese Verhältnisse gehen aus den Abbildungen der HATCHERschen Monographie (a. a. O., Taf. VII u. VIII) nicht so klar hervor wie aus der Untersuchung der Gipsabgüsse der Thoracal-

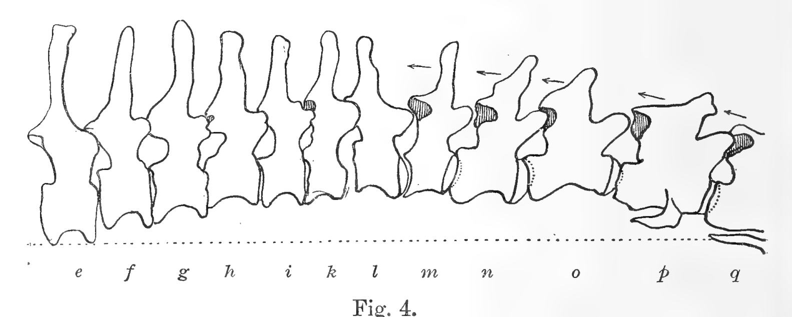


Fig. 4.
Lage der Wirbel bei der angegriffenen Aufstellung der Rumpfwirbelsäule.

wirbel.“ Die Rumpfwirbel sind ferner fälschlich so gestellt, daß die Wirbelkörper zwar am Oberrande eng aneinanderschließen, am Unterrande aber weit auseinanderklaffen. Richtig eingestellt, ergeben sie starke, nach unten schauende Konkavkrümmung der Rumpfwirbelsäule. (S. 37.) Ferner: Der vorderste Brustwirbel muß „infolge dieser stärkeren Krümmung des Thoracalprofils weit tiefer liegen als das Sacrum, und zwar ungefähr in der Höhe des Trochanter quartus des Femur“. Auch die Dornfortsätze des Rumpfes beweisen das; sie sind zurzeit zu unregelmäßig angeordnet, am vierten Wirbel neigen sie sich sogar plötzlich zusammen, und nur eine starke Konkavkrümmung der Rumpfwirbelsäule gleicht die Stellungsfehler aus. (S. 38.) — „Eine Stellung, wie sie TORNIER der Wirbelsäule in diesem Körperabschnitt gibt, ist bei den erörterten Formverhältnissen der Thoracalwirbel ganz unmöglich.“ (S. 38.) —

Es entsteht nun zuerst die Frage: Was ist an den Angaben ABELs über die von ihm vorgeschlagene Neuaufstellung der Rumpfwirbelsäule berechtigt. (Fig. 4 zeigt die angegriffene Wirbelsäule.) —

Zuerst muß ich nun leider gestehen, daß es mir nicht möglich war, das angeblich sehr starke Nach-unten-Konvergieren der Rumpfwirbelkörper am Gipsabguß zu sehen. Diese stimmen vielmehr mit den erwähnten Abbildungen von HATCHER ganz genau überein, was freilich auch nicht wunderbar ist, da jene Abbildungen reproduzierte Photographien sind. Auch daß die Rumpfwirbelkörper im Abguß unten — gegenüber oben — über die Norm weit klaffen, kann ich nicht zugeben. Am Hinterende der Rumpfwirbelsäule bis zum fünftletzten der rippentragenden Wirbel (e—i) dürfte vielmehr nur Unwesentliches auszu-

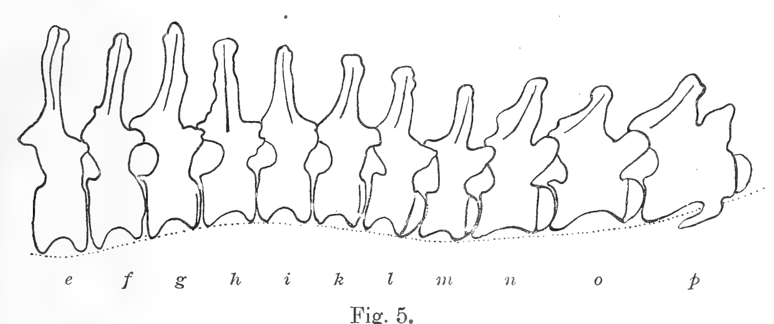


Fig. 5.
Lage der Rumpfwirbel bei richtiger Aufstellung der Wirbelsäule.

setzen sein, und von hier an nach vorn bis zu dem viertletzten Halswirbel vor zeigen die zugehörigen Wirbel gerade das, was ich selbst nach ABEL nicht gesehen haben soll; hier klaffen nämlich ihre Gelenkfortsatzgelenke in geradezu unglaublicher Weise, und zwar so, wie es die Figur 4 dieser Arbeit genau nach dem Objekt und jener Photographie angibt, die das Carnegie-Museum zugleich mit dem Abgußtier verschenkte, und wie das Abgußtier durch die gerade über seinen Vordergliedmaßen äußerst starke Niedersenkung seines „Halses" beweist. Werden nun aber die klaffenden Gelenkfortsätze jener Wirbel so weit einander genähert, daß sie — wie notwendig ist — aufeinander liegen (was in den der Figur beigegebenen Pfeilrichtungen geschieht), so wird dadurch die Rumpfwirbelsäule in ihrem vorderen Teil wesentlich höher gehoben, als sie beim Abgußtier zurzeit steht, und die ganze Rumpfwirbelsäule wird dadurch zugleich im wesentlichen geradgestreckt, wie die

Figur 5 dieser Arbeit beweist, die aus den Rumpfwirbelphotogrammen HATCHERS — also so weit wie möglich zuverlässig — hergestellt und in richtiger Weise aufgestellt worden ist. Aus diesen Gründen wurde sie deshalb auch bereits in meinem Rekonstruktionsbild so gezeichnet. Ich sah damals also schon jenes Klaffen der Gelenkfortsatzgelenke und korrigierte den Fehler stillschweigend; ABEL hat ihn nun — wie er glaubt — neu entdeckt, aber in seiner Rekonstruktion der Rumpfwirbelsäule nicht berücksichtigt und für die Halsaufstellung des Tieres falsch gedeutet. Welches Verfahren mag wohl das bessere sein? —

Wenn ferner ABEL den Ausspruch wagt: „Der vorderste Brustwirbel muß infolge dieser stärkeren Krümmung des Thoracalprofils weit tiefer liegen als das Sacrum, und zwar ungefähr in der Höhe des Trochanter quartus des Femur“, so ist das zumindest eine höchst seltsame biologische Forderung. Das heißt doch mit anderen Worten: Die Krümmung der Wirbelsäule entscheidet, wie hoch ein Tier seinen Widerrist trägt. Nun, ich glaube, die Giraffe, deren Wirbelsäule annähernd geradegestreckt ist, trägt ihren Widerrist so äußerst hoch über dem Becken, weil ihre Vordergliedmaßen gegenüber den hinteren übertrieben hoch sind. Die Katze ferner — wie alle Feliden — trägt beim Stehen und ruhigen Gehen ihre Wirbelsäule fast geradegestreckt und horizontal; sinkt sie nun aber etwa in den Vordergliedmaßen stärker zusammen, wenn sie einen „Katzen“buckel macht? Nein, denn gerade das Gegenteil ist richtig; ihre Vordergliedmaßen werden dabei auf das äußerste gestreckt, hängen ferner — kann man sagen — in dieser Haltung ganz lose an der währenddessen fast nur vom Becken getragenen Rumpfwirbelsäule und sind so befähigt, als schlagende Verteidigungswaffen zu dienen. Und wenn sich das Kamel auf die Vordergliedmaßen niederläßt, geschieht das, weil sich dessen Rumpfwirbelsäule stärker krümmt? Krümmt sie sich dabei überhaupt? Also es entscheiden doch wohl andere Faktoren als die Rumpfwirbelsäulenkrümmung darüber, ob ein Widerrist hoch steht oder nicht. — Daß ferner die Gegeneinanderneigung der Dornfortsätze der Rumpfwirbelsäule ein normales Vorkommnis sein kann, soll später bewiesen werden. — Also das von ABEL für eine Neuaufstellung der *Diplodocus*-Rumpfwirbelsäule Beigebrachte, und seine Angriffe gegen die von mir vorgenommene Ausrichtung derselben dürften widerlegt sein.

Zur Lösung der Frage aber, wie stark die überwiegend angewandte Halskrümmung des Tieres denn eigentlich war, sei

bemerkt: Es wurde hier bereits nochmals begründet, daß der *Diplodocus*-Kopf selbst noch im Maximum seiner Streckung am Hals einen starken Beugewinkel mit diesem einschließt, und das machte für das Tier ein starkes Hochtragen des Kopfes beim Stehen und Gehen notwendig, denn die Kopflängsachse mußte alsdann horizontal stehen, um den Augen ein freies Umherblicken zu gestatten. — Ferner aber sind bei dem Abgußtier in den ganzen vorderen Zweidritteln des Halses die Gelenkfortsatzgelenke durchaus nicht stark klaffend, wie es nach ABEL scheinen könnte; und das kommt vor allem daher, weil dieses Abgußtier im vorderen und mittleren Halsabschnitt bereits eine schwache S-Krümmung hat. — Andererseits ist der Ausspruch, die Gelenkfortsätze müssen sich „decken", viel zu allgemein gehalten. Sie können nämlich wohl aufeinandergelegt werden, aber wirklich „decken" können sie sich aus folgenden Gründen nie: In der ganzen Halswirbelsäule hat der untere Gelenkfortsatz eine viel größere Gelenkfläche als der zugehörige obere, und das muß so sein; denn würden sich beide Gelenkflächen tatsächlich völlig decken, d. h. annähernd gleich groß sein, so könnten sie nur ganz wenig aufeinander entlang gleiten, und der Hals würde dann sehr wenig beweglich sein. In jener Form aber, in der sie hier wirklich vorhanden sind, können sie sich nicht nur sehr ausgiebig aufeinander verschieben, was für stärkere Halsbewegungen durchaus notwendig ist, sondern sie können bei ihren Gelenkbewegungen aufeinander sogar noch eine Strecke weit nach vorn oder hinten übereinander hinausgleiten (müssen dann aber natürlich mit den Restabschnitten aufeinander liegen bleiben), und das geschah, wenn für das Tier eine ganz besonders ausgiebige Steilaufstellung oder Senkung oder Seitwärtsbeugung des Halses erforderlich war: wie das bei allen langhalsigen Tieren ebenfalls geschieht.

Das einfache Aufeinanderlegen der Halsgelenkfortsätze ergibt also einmal keineswegs eine S-förmige Krümmung des Halses und am allerwenigsten seine Normalstellung. Diese ist vielmehr nur aus allen Einzelcharakteren des Halses zu erschließen; und diese „zahlreichen Gründe", die den *Diplodocus*-Hals zur Parallele des Vogelhalses machen, sowie außerdem die Kopfstellung dieses Tieres beweisen sicher, daß sein Hals normalerweise steil aufrecht getragen wurde. —

Nun noch einige neue Beweise dafür:

Es wurde bereits früher in dieser Arbeit erwähnt, daß bei allen Tieren, welche ergiebigere Bogenbildung in ihrer Wirbelsäule dauernd aufweisen oder ausführen können, die

Wirbelsäule nach dem Prinzip des technischen Rund- oder Spitzbogens gebaut ist, und daß dann das Bogenprinzip dabei in der betreffenden Wirbelsäule sehr deutlich zum Ausdruck kommt. Das Bauprinzip solcher technischen Bogen ist dabei aber folgendes (Fig. 6 u. 6 a): Die Elemente in den beiden Bogenschenkeln sind gleichgeformte Ziegel oder Steine; an der Scheitel- und Abschlußstelle des Bogens dagegen — dort nämlich, wo er seine größte Krümmung aufweist — muß aber ein Ziegel oder Stein von anderer Form eingefügt werden, der Verschlußstein genannt werden kann, da er den Bogen erst schließt und zusammenhält.

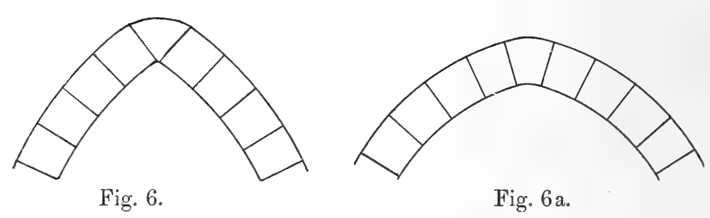


Fig. 6. Fig. 6a.

Technischer Spitz- und Rundbogen.

Je nach der Stärke einer Bogenkrümmung wechselt dabei die Gestalt des Verschlußsteins; immer aber ist er, weil die technischen Bogen nur rein statische sind, auf der Konkavseite des Bogens keilförmig zulaufend, d. h. also, er hat seine Schmalseite auf der Konkavseite des Bogens, seine Breitseite ihr gegenüber auf des Bogens Konvexseite. Soll also die Spannung einer Bogenkrümmung nur roh gemessen werden, dann ist bloß die Schmalseite ihres Verschlußsteins zu messen.

Der Bau von Wirbelsäulenabschnitten, die auf Dauer durchgebogen sind, oder solcher, die häufig stark gekrümmt werden können, erfolgt nun, wie schon erwähnt worden ist, genau nach jenen technischen Bogenbaugrundsätzen. Also auch diese Wirbelsäulenabschnitte haben alsdann im Scheitel ihrer Biegung einen „Verschlußwirbel“, der sich durch höchst eigenartigen Bau von allen Nachbarwirbeln deutlich unterscheidet. — Es macht sich aber dazu auch außerdem noch in der Wirbelsäule der höheren Tiere eine Teilung der Wirbelsäule in drei Regionen sehr bemerkbar; und die Wirbel jeder einzelnen Region bilden dabei zusammen eine innige konstruktive Gemeinschaft: es sind die der Hals-, Brust- und Lendenregion. Und gerade nun in den Grenzgebieten dieser drei Regionen liegen die Verschlußwirbel der Hauptwirbelsäulenbogen, so daß annähernd in ihnen zugleich der Regionenwechsel der

Wirbelsäule eintritt. HANS VIRCHOW, der sich in neuerer Zeit (in den Sitzungsberichten der Gesellsch. naturf. Freunde zu Berlin usw.) viel und erfolgreich mit der Wirbelsäule der Säugetiere befaßt, in ihr aber bisher nur das Regionen-, nicht das Bogenprinzip beachtet hat, findet daher die Verschluß-

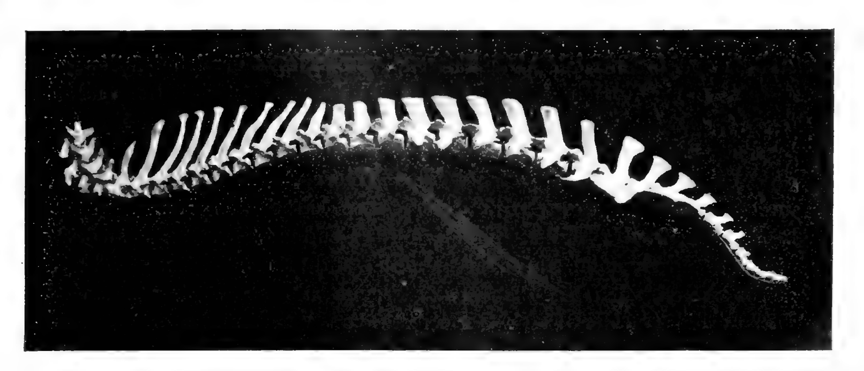


Fig. 7.
Wirbelsäule von *Hydrochoerus capybara* (nach HANS VIRCHOW).

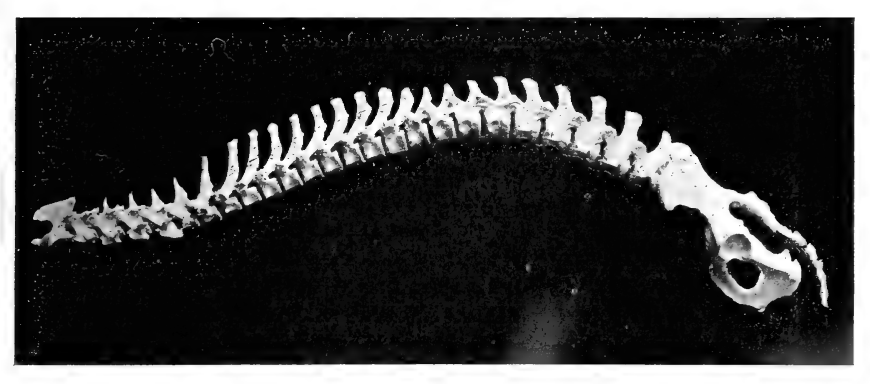


Fig. 8.
Wirbelsäule von *Ursus americanus* (nach HANS VIRCHOW).

wirbel unter seinen „Wechselwirbeln“, die eine Wirbelsäuleregion in die andere überführen; denn dieser Begriff ist etwas weniger spezialisiert als der der Verschlußwirbel.

Es ist aber weiter erstens gar nicht wunderbar, daß die Verschlußwirbel zugleich Wechselwirbel sind, denn die Rücken- und Lendenwirbel der Säugetiere bilden für gewöhnlich eine

technische Einheit und liefern zusammen den Rumpfwirbelbogen, an welchem der Rumpf mit seinen gesamten Eingeweiden hängt, und die Hals- und Brustwirbel bilden gemeinsam die Schenkel für die bogige Aufrichtung des Halses an der Brust; und es kehrt dabei der Rumpfbogen seine Konkavseite nach unten, der Halswurzelbogen nach oben.

Herr VIRCHOW war so gütig, mir die beiden dieser Arbeit beigegebenen Abbildungen von Säugetierwirbelsäulen, die von ihm nach interessantem Verfahren aufgestellt und dann photographiert worden sind, zum Nachdruck zu überlassen. Fig. 7 zeigt die des *Hydrochoerus capybara* ohne die drei ersten Halswirbel des Tieres, die ihr fehlen, und Fig. 8 die des *Ursus americanus* ohne den Atlas. In beiden sind die Hals-, Brust- und Lendenregion und auch die Verschlußwirbel im Halswurzel- und Rumpfbogen leicht zu erkennen. Bei *Hydrochoerus* dienen als solche der letzte Halswirbel (in der Figur der vierte von vorn) und der letzte Brustwirbel (in der Figur der sechszehnte von vorn); bei *Ursus americanus* (Fig. 8) der letzte Halswirbel (in der Figur der sechste von vorn) und der vorletzte Brustwirbel (in der Figur der neunzehnte).

Beide Figuren ergeben über den Bau der Wirbelsäulenbogen und ihre Verschlußwirbel folgendes: Der Verschlußwirbel ist gewöhnlich der kleinste im zugehörigen Bogen, da er am wenigsten zu tragen hat, und je weiter die übrigen Bogenwirbel von ihm abstehen, desto größer und tragfähiger werden sie und müssen sie sein. In ganz besonders steilen Bogen ferner ist der Verschlußwirbel nach oben oder nach unten stark keilförmig zugespitzt, die benachbarten Wirbel weniger oder nicht. Sein Dornfortsatz außerdem ist gewöhnlich der kürzeste von allen zum Bogen gehörigen, steht dabei zumeist senkrecht auf dem zugehörigen Wirbelkörper, und ihm neigen sich die der Nachbarwirbel zu. Die ihm vorangehenden Wirbeldornen also neigen sich nach hinten, die ihm folgenden nach vorn, während sie gegen ihn von den Bogenfüßen an stufenweise kürzer und schwächer werden. Der Grund dafür aber ist, daß all diese Bogen Hängebogen sind, in denen die Trageseile des Bogens, die Muskeln und Sehnen, technisch richtig auf seiner Oberseite so angeordnet sind, daß sie um so stärker an der Gesamtlast zu tragen haben, je weiter ab sie vom Bogenscheitel ansitzen, und daher auch nach den Bogenfüßen hin immer stärker werdende Ansatzstellen haben müssen.

Solches Kürzer- und Schwächerwerden zeigen dann auch noch oft die anderen Fortsätze der Wirbel, so die Quer-

dornen der Lendenwirbel z. B., weil sie den Seitwärtsbewegungen in den Wirbelbogen dienen; und andere.

Das eben Gesagte erklärt auch zugleich, warum um einen Verschlußwirbel herum die Wirbel Mischcharaktere aus beiden zugehörigen Wirbelsäulenregionen führen; so z. B. die letzten Brustwirbel noch einige Lendenwirbelcharaktere und die letzten Lendenwirbel einige Brustwirbelcharaktere aufweisen. Beide Regionen bilden eben bei der Bogenbildung eine straffe Einheit, die in dem erwähnten Überstrahlen der Regionen aufeinander mit am schärfsten zum Ausdruck kommt. —

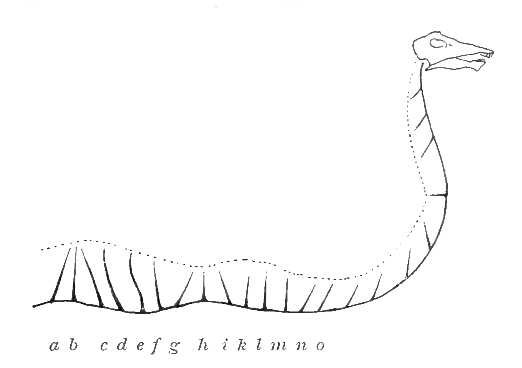


Fig. 9.
Das Wirbelbogenprinzip in der *Diplodocus*-Wirbelsäule.

Es ist nun ganz außerordentlich interessant, daß sich auch bereits in der *Diplodocus*-Wirbelsäule nicht nur das drei Regionen-, sondern auch das Wirbelbogenprinzip geltend macht, wie Fig. 5 und 9 zeigen. (Die letztere ist dabei schematisch und gibt — der Deutlichkeit wegen — die Bogenbildungen etwas übertrieben groß an. Betrachtet man nämlich zuerst die Dornfortsätze am Kreuzbein (Fig. 9, links), so neigen sich hier dem in der Mitte desselben und auf dem zugehörigen Wirbelkörper rein senkrecht stehenden Dornfortsatz (b) je einer von vorn und hinten zu und verwachsen mit ihm. Sie beweisen dadurch, daß bereits im Kreuzbein des Tieres ein Bogenprinzip energisch tätig war. Diesen Dornfortsätzen geht dann ferner noch einer (d) voran, der sich ebenfalls nach hinten gegen den Dorn b hin neigt, also auch noch zu dem Kreuzbeinbogen gehört. Ihm aber sind zwei andere (e und f) vorgelagert mit ziemlich indifferenter Stellung. Der davon dem Becken am nächstenstehende (e), der zugleich der letzte der rippentragenden

Rumpfwirbel des Tieres ist, biegt sich sogar an seinem Grunde etwas nach hinten, in seiner Spitze dagegen etwas nach vorn; es sind also in ihm zwei Bogentendenzen tätig. Dann aber neigt sich der Dorn des drittletzten der rippentragenden Rumpfwirbel (g) etwas nach vorn, also dem vor ihm rein senkrecht stehenden Dornfortsatz (h) zu, und der diesem (h) vorangehende (i) neigt sich nach hinten, also auch gegen den eben erwähnten senkrecht stehenden Dorn (h); und darauf folgen dann weiter nach vorn wieder drei obere Rumpfwirbeldornen (k, l, m), die genau denselben Bautypus wie die bisherigen aufweisen, aber annähernd indifferente Stellung haben.

Der viertletzte dieser eben beschriebenen rippentragenden Rumpfwirbel (h) ist also zweifellos der Abschlußwirbel eines Rumpfbogens; aber in diesem neigen sich andererseits die Vor- und Nachdornen so sehr wenig dem Abschlußdorn zu, und der ganze Abschlußwirbel dieses Bogens selbst ist so wenig abweichend von den übrigen, zu seiner Gruppe gehörigen Wirbeln gebaut, daß diese Rumpfwirbelsäule beim Stehen und Gehen kaum aus der gestreckten Lage herausgekommen sein dürfte. Wohl aber ist sie ziemlich sicher dann etwas durchgebogen worden, wenn das Tier lebhafter mit seinen Vorderfüßen zu scharren begann, worauf später noch zurückzukommen sein wird. —

Um so energischer dagegen und ferner ganz außerordentlich schroff setzt sich dann aber der Halsdornfortsatztypus des *Diplodocus* gegen seinen Rumpfdornfortsatztypus ab, wie das nur noch bei den Vögeln, und dann bei solchen Säugetieren der Fall ist, bei welchen der Hals besonders steil gegen die Rückenwirbel aufgerichtet werden kann; beim Pferde z. B., und beim Känguruh, das seinen Hals besonders dann völlig senkrecht nach oben richtet, wenn es, auf den Vorderbeinen ruhend, Beobachtungen macht. Es ist also dieser ganz plötzliche Übergang von der Brust zum Hals beim *Diplodocus* mit ein Beweis dafür, daß das Tier seinen Hals steil aufgerichtet getragen haben muß. Und zwar, bereits über den Vordergliedmaßen mit der Aufrichtung beginnend, aus folgenden Gründen: Es macht sich nämlich bereits seltsamerweise auf den 2 vordersten (rippentragenden) Rumpfwirbeln des Tieres (n, o) die typische Halsdornform in vollkommenster Ausbildung bemerkbar. Es greift hier also technisch die Halstendenz direkt eine Strecke weit auf den Rumpf über. Ja noch mehr: Bekanntlich haben die Halswirbelkörper vorn einen mächtig konvexen Gelenkkopf für ihren Vorangänger, während dagegen die echten Rumpfwirbel an ihren beiden Körperenden annähernd

eben sind und sicher miteinander durch Bandscheiben verbunden waren. Nun haben aber bereits die 4 vordersten (rippentragenden) Rumpfwirbel des Tieres (Fig. 5: l—o) eben dieselbe Wirbelkörpergelenkbildung wie der Hals, also einen konvexen Gelenkkörper an ihrem Vorderende. Hier greift also sogar der Halscharakter noch um 2 Wirbel weiter nach hinten in den Rumpf hinein als in den oberen Dornfortsätzen. Und hierhin geht demnach der *Diplodocus* nicht nur bedeutend über das Känguruh hinaus, bei dem der Hals garnicht auf den Rumpf übergreift, sondern sogar auch über das Pferd, bei dem nur der erste Rumpfwirbel schon Halscharaktere aufweist, und steht darin auf der Stufe der Vögel mit aufgerichtetem Hals.

Genaue Untersuchung ergibt dann weiter, daß schon der drittvorderste Rumpfwirbel (m) des *Diplodocus* als Verschlußwirbel für dessen Halswurzelbogen anzusehen ist, was nicht weiter wundern kann, wenn man bedenkt, daß beim *Diplodocus* wie bei den Vögeln das eigentliche Widerlager für die Halsmuskulatur in den oberen Dornfortsätzen des Beckens liegt, bei Pferd und Känguruh dagegen schon über den Vordergliedmaßen im Widerrist. Aus der Tatsache aber, daß bereits die vier vordersten Rumpfwirbel des Tieres die typische Halsgelenkform an ihren Körpern besitzen, geht ferner außerdem noch mit größter Sicherheit hervor, daß sein vorderer Rumpfabschnitt ungemein beweglich war. Über die Bedeutung davon aber soll später erst gesprochen werden.

Dann aber liegt endlich auch noch im Hals des Tieres selbst eine sehr deutliche Bogentendenz (Fig. 9). Es stehen nämlich die Dornfortsätze der hintersten Halswirbel schräg nach vorn, die der vordersten schräg nach hinten; sie konvergieren also gegeneinander und gegen den vom neunten Halswirbel, dessen Dornfortsatz annähernd senkrecht zum zugehörigen Wirbelkörper steht. Dieser Wirbel ist also der Verschlußwirbel dieses reinen Halsbogens, der also in diesem Wirbel auch zugleich den Scheitel seiner nach hinten gerichteten Konkavseite besitzt. Hieraus aber folgt, daß das Tier seinen Hals im vorderen Teil wohl noch etwas steiler aufgerichtet getragen hat, als ich in meiner ersten Rekonstruktionsfigur angab, und daß der Kopf dann auch normalerweise mit seiner Längsachse noch etwas mehr in Beugung an der Halslängsachse saß, als dort angegeben ist.

Ferner sei noch nachträglich bemerkt, daß der Hals des Tieres in dem von mir gegebenen Rekonstruktionsbild auch in der Art richtig steht, daß sein Gesamtgewicht auf den Vordergliedmaßen balanciert, und im wesentlichen auch von ihnen,

zu ganz geringem Teil aber auch noch — durch Überleitung in der Rumpfwirbelsäule — von den Hintergliedmaßen getragen wird; er wurde und mußte so normalerweise gehalten werden, weil dadurch die Last des Kopfes und Halses fast nur von den aufeinanderstehenden Halswirbeln aufgenommen und auf ihren Stützpunkt, die Vordergliedmaßen, hinübergeleitet wurde. Das Tier konnte also durch diese Halseinstellung seine Halsmuskulatur vom Tragen des Halses im Maximum entlasten, und die Muskeln deshalb auch so viel wie möglich zweckmäßig, d. h. zum Beobachten und Ausnutzen der Umgebung, verwenden.

Bleibt nunmehr nur noch folgendes zu besprechen: Es wurde bereits bewiesen, daß die Rumpfwirbelsäule des Tieres beim Scharren eine schwache Bogenform angenommen haben wird, und daß ferner sein vorderer Rumpfabschnitt in seinen Wirbeln sehr beweglich war, was dadurch noch unterstützt wird, daß die Rippen der zwei vordersten von diesen Wirbeln ganz frei endeten und ohne Belastung durch ein Schulterblatt in der Brustwand des Tieres lagen. Wozu brauchte nun das Tier diese beiden Baucharaktere? Einmal, um mit aufgerichtetem Hals schnelle Wendungen nach rechts und links machen zu können, was beim Fangen der Beute, beim Zischen gegen anrückende Feinde, beim Wechsel der Gangrichtung für einen so schweren Koloß von größtem Nutzen war. Dann aber bog außerdem das Tier seine Rumpfwirbelsäule ein wenig krumm und arbeitete lebhaft mit dem beweglichen Vorderkörper nach links und rechts, wenn es schnelle und energische Scharrbewegungen mit den Vorderfüßen begann. Es warf dann also, stärker als bei ruhigem Stehen und Gehen, seine gesamte Körperlast auf Rücken und Hintergliedmaßen und entlastete so in günstigster Weise seinen arbeitenden Vorderkörper. Doch war diese Entlastung sicher nie so groß, daß das Tier beim Scharren etwa ganz auf dem Hinterteil saß, denn dazu war sein Vorderkörper zu massig und vor allem sein Hals viel zu lang, plump und schwer. —

Im Anschluß an dieses Kapitel wurde ich nun noch von Abel in der folgenden Weise freundlichst belehrt: Nach Tornier soll das Vorhandensein langer „Knochenzapfen“ auf der Unterseite der Halswirbel die Steilaufstellung der Halswirbelsäule mit beweisen. „Tornier hält diese ‚Knochenzapfen‘ für die ‚verknöcherten Endsehnen der Muskeln der Halsunterseite‘. Es sind natürlich die Halsrippen.“ (S. 21.) Hierzu vorerst der folgende Auszug aus Gadow und Selenka: „Vom dritten Halswirbel inkl. an finden sich kurze

rudimentäre Rippen (Pleurapophysen), von denen die vorderen am frühesten verschmelzen mit den Wirbelfortsätzen. Von diesen Rippen entspringen hintere lange Muskelfortsätze." (BRONN: Klassen und Ordnungen. Die Vögel, Teil I, S. 46.) Und dann folgendes: Wenn diese „Knochenzapfen" wirklich echte Rippenteile wären, so könnten sie nur die Körper der Rippen sein; das ist nicht möglich, denn sie stehen senkrecht auf den Rippenrudimenten. Sie sind also entweder Auswüchse direkt aus den Knochen oder von ihnen aus oder im Anschluß an sie verknöcherte Muskel-Endsehnen. Meiner Überzeugung nach sind sie das letztere. Sie für Rippen und Rippenkörper zu erklären, ist ebenso, als wenn die Processus uncinati der Rippen der Vögel und gewisser Säugetiere, die ihre Analoga sind, für „Rippen" erklärt werden. Es sind also „natürlich" keine Rippen; und mit der Allgemeinweisheit, daß sie durch Rippenrudimente den Wirbeln ansitzen, glaubte ich nicht extra prunken zu dürfen. —

Ich möchte hier ferner noch auf den zweiten, recht sehr bedenklichen Fehler in dem ABELschen Rekonstruktionsbild von *Diplodocus* hinweisen: Im ganzen Hals dieses Abbilds sind die Wirbel so aneinandergefügt, als überdeckten ihre Gelenkpfannen völlig die Gelenkköpfe. Das ist aber ganz unmöglich, denn die Halswirbelgelenkköpfe des *Diplodocus* sind, wie ich bereits in meiner ersten Arbeit angab, so sehr viel größer und konvexer als die kleinen und flachen zugehörigen Gelenkpfannen, daß bei allen Gelenkstellungen dieser Halswirbel die Gelenkköpfe fast ganz unbedeckt bleiben müssen. Man schiebe deshalb in dem ABELschen Rekonstruktionsbild diese fehlenden Gelenkkopfteile nachträglich noch ein und wird sehen, wie energisch sich dann selbst diese Halswirbelsäule noch hochrichtet.

Abschnitt IV: Welche Tiere kriechen auf dem Bauch?

Nach ABEL und SIEBENROCK ist „bei Reptilien, die den Bauch und den Thorax nicht vom Boden erheben, sondern schleifen, der Thoraxquerschnitt queroval; bei den tetrapoden höheren Wirbeltieren, die bei der Fortbewegung auf festem Boden den Körper hoch erhoben tragen, ist der Thoraxquerschnitt hoch oval und herzförmig". „Würde *Diplodocus* ein Reptil gewesen sein, das sich mit krokodilartig gestellten Gliedmaßen fortschob, so müßte der Thoraxquerschnitt unbedingt queroval sein. Er ist aber schmal und herzförmig, und deshalb wurde er hoch erhoben getragen." „Übrigens hat TORNIER in

seiner Rekonstruktion des *Diplodocus* den Thorax gleichfalls nicht auf dem Boden aufruhend dargestellt. Diese Auffassung würde zu der Vorstellung führen, daß das Tier sich fortschob, aber dabei den außerordentlich schweren Körper über den Boden frei erhoben trug. Das würde eine Muskelleistung der Gliedmaßen bedingen, die in gar keinem Vergleich zu jener eines sich fortschiebenden oder eines schreitenden Tetrapoden mit steil gestellten Gliedmaßen stände.“ (S. 35 und 36.)

Dazu sei bemerkt: Diese Querschnittidee ist bereits von RAY LANKASTER weit vor SIEBENROCK ausgesprochen worden (HOLLAND in American Naturalist 1910, S. 260); sie wird dadurch aber nicht richtiger; denn das „Schleifen“ des Körpers auf dem Boden hängt von ganz und gar anderen Bauprinzipien ab als von einem Rumpfquerschnitt. Es ist nämlich schon von vornherein unrichtig, daß ein hoch getragener Rumpf stets einen schmalen oder herzförmigen Querschnitt hat. Die Eidechse *Phrynosoma*, ein von oben und unten her zu einem breiten Fladen von geringster Dicke und gewaltiger Breite abgeplattetes Tier, schleift ihren Körper nie auf dem Boden, sondern trägt ihn beständig hoch. Dasselbe gilt von allen Land- und Süßwasserschildkröten, denen wohl niemand einen schmalen oder herzförmigen Querschnitt absehen wird.

Es gibt aber ferner eine sehr große Anzahl von Sauriern, die ihren Körper niemals „auf der Erde schleifen“; sondern die ihn hoch tragen, aber auf ganz echter Saurierbeinstellung. So z. B. die Chamäleonen, ferner die meisten Iguaniden, die meisten Agamiden und sehr viele andere. Wenn also ein Tier seinen Körper dauernd hoch trägt, beweist das gar nichts dafür, daß es säugetierartige Gliedmaßenstellung haben muß.

Welche Tiere aber „schleifen“ ihren Körper nun wirklich auf dem Boden? Es sind alle jene, und nur sie, welche ihren Rumpf „schlängeln“ können. Bei welchen, mit anderen Worten, der Rumpf zum Fortbewegungsorgan wird oder geworden ist. Und gerade bei den Sauriern gibt es prachtvolle Reihen von Tieren, so in der Gattung Lygosoma, bei den Zonuriden, Anguiden usw., die in geradezu wunderbarer Weise belegen, wie sich an Tiere mit kräftigen hoch tragenden Beinen und kurzem Rumpf solche anschließen, bei welchen der Rumpf eine bedeutende Verlängerung erfährt und die Beine entsprechend kürzer und schwächer werden; was dann weiter fortschreitet über Tiere, bei welchen die Rumpfverlängerung und Beinverkümmerung schon so weit gediehen ist, daß die Tiere nur noch bei langsamer Bewegung die Beine benutzen, bei Hast sie dagegen

an den Körper anlegen und sich allein durch Rumpfschlängeln weiterhelfen, weil dieses hier bereits schneller fördert als der Beingebrauch; bis dann Tiere folgen, bei welchen die Beine bis auf Spuren oder ganz verschwunden, der Rumpf übertrieben lang geworden ist, und die dann nur noch schlängeln. Jeder ein wenig erfahrene Herpetolog kann dieses Gesetz durch Objekte belegen.

Es ist daher ferner nicht nur ganz berechtigt, sondern auch ganz richtig, daß ich selbst den *Diplodocus* mit hochgehobenem Rumpf auf Saurierbeinstellung schreitend darstellte. Sein Rumpf war zwar im ganzen und besonders im vorderen Abschnitt stark beweglich, aber zugleich doch so auffällig kurz und massiv, daß er sicher nicht geschlängelt werden konnte; so mußte er also von den Gliedmaßen des Tieres hoch getragen werden, wie das bei so vielen Sauriern ebenfalls beständig geschieht. Über die Art aber, wie seine Gliedmaßen dabei arbeiteten, entscheidet nicht der Querschnitt seines Rumpfes, sondern ganz allein sein Gesamtbau und vor allem der seiner Gliedmaßengelenke.

Und daß ferner der *Diplodocus* so gehen konnte, ohne mit seinem Rumpf oder Becken dabei auf die Erde zu stoßen, beweist die von mir genau mit HATCHERs und HOLLANDs Größenangaben umgezeichnete Figur des Tieres, denn sie zeigt unmittelbar, daß Oberarm und Unterschenkel desselben so lang waren, daß sie bei saurierartiger Einstellung Rumpf und Becken ansehnlich hoch vom Boden entfernt hielten. Freilich konnte der *Diplodocus* bei dieser Fortbewegungsart und bei dem Umstand, daß seine Gliedmaßenknochen einander nicht selbst trugen, sondern zum größten Teil von ihren Muskeln getragen werden mußten, nicht so gut gehen und so schnell laufen wie vorwiegend „dafür" gebaute höhere Säugetiere; er war deshalb eben auch nur ein Kriechtier, d. h. Reptilium. Und als solches aber — nebenbei — genau so leistungsfähig wie alle ihm gleichartig gestalteten.

Abschnitt V: Über den Vordergliedmaßenbau des *Diplodocus*.

In bezug auf den Vordergliedmaßenbezirk hat ABEL zuerst die Behauptung aufgestellt: Der Schultergürtel muß nicht in einem Winkel von 35°, auch nicht senkrecht stehen, wie TORNIER will, sondern in einem Winkel von 48—50°. — Diese verblüffende Genauigkeit wäre zu bewundern, wenn irgendeine Tatsache zu ihren Gunsten angegeben wäre. —

Mit nur drei „Argumenten“ soll dann die von mir vertretene Anschauung über dieses Gebiet begründet worden sein:

Argument 1: Bei allen Reptilien steht der Schultergürtel nach TORNIER senkrecht. Das gilt aber nur für die derzeitigen. „Da aber TORNIER auf die morphologischen Verhältnisse der fossilen Reptilien, besonders der zahlreichen, bis jetzt bekannten Dinosaurier, nicht die mindeste Rücksicht nimmt, so ist es ihm „natürlich“ entgangen, daß die Scapula einer sehr großen Zahl fossiler Reptilien, speziell der Dinosaurier, nicht senkrecht, sondern schräg zur Wirbelsäule steht. So bildet, um nur ein Beispiel zu nennen, die Scapula des am vollständigsten bekannten Dinosauriers *Iguanodon Bernissertense* mit der Wirbelsäule einen Winkel von 60°.“ — Es genügt hier wohl die Gegenbemerkung: All diese Schultergürtel sind nur so „aufgestellt“ worden. — Und nebenbei sei noch bemerkt: Alle oder die meisten, darunter sicher auch die von *Iguanodon*, haben dadurch eben nicht richtige Aufstellung erhalten, wie sicher zu beweisen ist. Und erinnere ich dabei zugleich an den Schlußsatz meines hier angegriffenen Artikels, der lautet: Es sei noch hinzugefügt, daß zweifellos auch noch manche andere paläontologische Riesenreptilien bisher durchaus falsch in der Haltung, weil zu ähnlich den Säugetieren, wieder zusammengebaut worden sind, wozu ich jetzt noch hinzufüge, daß dieser Satz wenigstens für alle Sauropoden gilt.

Gegen „mein“ zweites „Argument“ hat ABEL folgendes einzuwenden: „Wenn auch bei den kriechenden Reptilien das Coracoid der Ventralseite angehört, so ist durch das Vorhandensein dieses Knochens ja nicht bewiesen, daß *Diplodocus* gekrochen ist. Aus dem Verhalten und der Lage der Coracoide bei *Iguanodon* würde TORNIER wahrscheinlich noch weit eher als bei *Diplodocus* zur Annahme gedrängt werden, daß *Iguanodon* auf seinen Vorderbeinen gekrochen ist. Daß eine solche Annahme ganz hinfällig wäre, bedarf für Kenner der fossilen Dinosaurier keiner weiteren Begründung.“ — Hiergegen zuerst: Ich gab **nur** an, daß bei *Diplodocus* ebenso wie bei allen anderen Tieren, die ein Coracoid haben, dieses auf der Bauchseite des Tieres liegen muß, und nicht auf der Rumpfseite desselben wie im Abgußtier. Das „Vorhandensein“ des Knochens als solches beweist nichts für oder gegen die Bewegung des Tieres, wie ich auch nirgend behauptet habe. — Zuzweit: Dem Kenner der fossilen Dinosaurier zum Entsetzen die Mitteilung, daß ich selbst dem *Iguanodon* durchaus „saurierartigen“ Gebrauch seines Schultergürtelbezirks zuschreibe; also auch sicher bin, daß er deshalb unter ganz bestimmten

Umständen „saurierartig“ kroch. Was ich aber — entgegen der Methode meines Gegners — begründen will: Ein lebendes Tier verhält sich nämlich nicht ganz so wie ein im rekonstruierten Skelett dauernd fixiertes. Es hat für sehr verschiedene Bedürfnisse auch sehr verschiedene Bewegungsweisen zur Verfügung. So hat also auch *Iguánodon* nicht sein ganzes Leben über nur zweibeinig gestanden, sondern hat sehr verschiedenartige Hockstellungen, ferner eine Schlafstellung eingenommen, auf dem Boden Nahrung gesucht usf. Ferner ist sicher, daß dieses Tier, wenigstens wenn es sich zu Schlaf, Trinken usw. niederzuducken begann, auf die Vordergliedmaßen niederging; und es benutzte diese dann — wie auch immer, wenn es nötig war — genau so, wie die zurzeit noch lebenden Saurier es mit den ihrigen tun. Denn des *Iguanodon* ganzer Vordergliedmaßenbezirk hat nur Sauriercharaktere und nicht diejenigen eines höheren Säugetiers, wie mir vorliegende große Photographien und Abbildungen sicher beweisen.

Nebenbei: Selbst noch das Känguruh benutzt seine Vordergliedmaßen, sobald es sich darauf niederläßt, nicht etwa wie ein höheres Säugetier, sondern noch mit deutlichen Anklängen an saurierartige Gebrauchsart derselben.

Mein Gegner fährt dann fort: TORNIER behauptet drittens, der Oberarm muß in einer Horizontalebene schwingen. „Für eine derartige Bewegung des Humerus liegen keinerlei morphologische Beweise vor.“ Ich „behauptete“ nichts, beschrieb vielmehr zum Beweis eingehend das Schultergelenk des Tieres und manches andere. Eine Widerlegung des Beweises wird „natürlich“ nicht versucht. —

Weiter: Der Oberarmknochen des *Diplodocus* hat nur den „gemeinsamen Reptiliencharakter“. — Zu den Reptilien gehören Schildkröten, Chamäleonen, Lacertiden, Varaniden. Welches ist da der „gemeinsame Reptiliencharakter des Oberarms“?

Ferner: „Alles was TORNIER über die Gelenkverbindung mit dem Unterarm sagt, ist unrichtig; ich verzichte, auf dieses Thema näher einzugehen, da die große Literatur über fossile Dinosaurier so viele klare Beschreibungen dieser Gelenkverbindung enthält, daß eine Wiederholung dieser längst bekannten Tatsachen ganz überflüssig erscheint.“ (S. 25.) — Meine Anfrage dazu lautet: Wo ist in der Literatur über fossile Dinosaurier über die Bedeutung des Olecranon als Tragelement in den Vordergliedmaßen, und speziell über das Ellbogengelenk des *Diplodocus*, auf das es hier allein ankommt, eingehender abgehandelt? —

Nachdem so die Bahn frei geworden ist, geht es dann so weiter: Weil das Schulterblatt schräg am Rumpf stehen muß, muß der Oberarm an ihm schräg nach hinten und außen stehen. Der Winkel zwischen Humerus und Scapula dürfte in Ruhestellung 125° betragen haben. Wenn aber dem Humerus diese Richtung gegeben werden muß, muß der Unterarm mit dem Oberarm einen Winkel von ungefähr 120° bilden. „Und zwar ergibt sich diese Stellung des Unterarms mit zwingender Notwendigkeit aus mechanisch - statischen Gründen, die keiner weiteren Erklärung bedürfen.“ — Hierzu von mir: Diese reinen Behauptungen bedürfen „natürlich“ auch keiner weiteren Gegenerklärungen. Die „mechanisch-statischen“ Gründe genügen außerdem vollauf. —

Ferner: All das, was ABEL in der vorliegenden Arbeit alsdann über den Bau der Vorder- und Hinterfüße des *Diplodocus* bringt, ist im wesentlichen nur eine Wiederholung dessen, was in meiner hier von ABEL noch nicht berücksichtigten Arbeit: „War der *Diplodocus* elefantenfüßig?“ (Sitz.-Ber. Gesell. nat. Fr. Berlin 1909, S. 536—57) eingehend durchbesprochen worden ist; Wiederholungen aus jener Abhandlung können hier also unterbleiben. Neu über den Vorder- und Hinterfuß ist hier nur folgendes:

Während ABEL bisher angab, daß die *Diplodocus*-Füße innenachsig gewesen seien, sollen sie nunmehr außenachsig sein. Ferner: „Die Fingerglieder des digitigraden Elefanten sind als verkümmert zu bezeichnen, wenigstens ist das in ausgesprochener Weise bei den ersten Phalangen der Fall; sie sind viel zu schwach, um das Körpergewicht zu tragen.“ Daher die Gangschwiele. Beim *Diplodocus* sei es ebenso. — Der Elefant aber, werde nun festgestellt, ist ein perissodactyler Unguligrade niederer Ordnung mit innenachsigen Füßen; denn die Achse geht durch den dritten Zeh. Er hat ferner — soweit sie funktionieren — zierliche, behufte, keineswegs aber verkümmerte Zehen und Endphalangen, die fast allein und zugleich mit der Gangschwiele den Körper tragen. —

Ferner ABEL: „Die Digitigradie ist unzertrennlich von der aufrechten Stellung der Arme und Beine.“ — Ich selbst gebe anbei ein Bild davon, wie in 4 Lungentierhintergliedmaßen der Ober- und Unterschenkel gegeneinander stehen: Fig. 10, a zeigt ihre Stellung bei Unguligraden höchster Ordnung (Artiodactylen, Pferd): Ober- und Unterschenkel bilden da sehr spitze Winkel miteinander. Fig. 10, b gibt das Schema für die Hintergliedmaßen der digitigraden Vögel; der Winkel zwischen

Ober- und Unterschenkel ist ebenfalls sehr spitz, wenn auch etwas weniger als vorher. HANS VIRCHOW fand für eine dieser Stellungen den äußerst glücklichen Ausdruck: „Es sei bemerkt, daß beim stehenden und beim gehenden Pinguin sich Ober- und Unterschenkel in der Lage befinden, wie sie dem Hocksitz des Menschen entsprechen würde.“ (Sitz.-Ber. Gesell. nat. Fr. Berlin 1910, S. 5.) Fig. 10, c gibt den Sohlengangfuß des Bären und der Altweltaffen, der vom CHOPARTschen Gelenk an schräg aufwärts gerichtet ist; Ober- und Unterschenkel stehen beinahe senkrecht aufeinander. Fig. 10, d gibt den Sohlengangfuß des Menschen; Ober- und Unterschenkel stehen hier ganz senkrecht aufeinander. Mir scheint danach: Die Digitigradie ist durchaus nicht mit aufrechter Stellung der Vorder- und Hintergliedmaßen verbunden. —

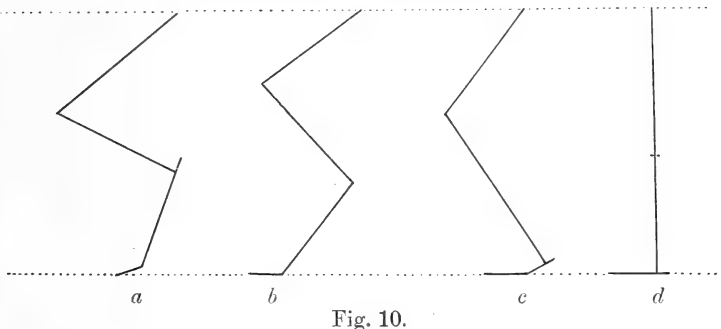


Fig. 10.
Stellung von Ober- und Unterschenkel bei verschiedenen Tieren.

Ferner ABEL: „Die Reduktion der Außenfinger und Außenzehen bei den großen Gravigraden Südamerikas, wie *Scelidotherium, Megatherium, Mylodon* usw., ist durch die eigentümliche Art des Aufsetzens der Hand und des Fußes bedingt, welche mit der Außenkante auf den Boden gesetzt werden.“ — Also etwas ganz und gar Neues: Atrophie durch Gebrauch. — Das ist aber keineswegs der Fall, sondern die Außenfinger und -zehen sind hier, wie auch beim *Diplodocus*, verkümmert, weil all diese Tiere vorwiegend scharrende oder grabende waren und ferner dabei nur die Innenseite von Hand und Fuß benutzten, während deren Außenseite funktionslos wurde und verkümmerte. Auch stützten sich diese Tiere bei ihrem mühsamen Umherhumpeln sicher niemals auf die Außenseite ihrer Füße, sondern auf deren dauernd tiefer liegende Innenseite, wie dies baugleiche Scharr- und Grabtiere der Gegenwart ebenfalls tun. —

Auch in diesem Kapitel seiner Arbeit versucht übrigens mein Gegner freundlichst, meine vergleichend anatomische Minderwertigkeit zu beweisen, indem er schreibt: Das mit der Scapula vereinigte Coracoid (nach TORNIER „Präcoraco-Coracoid“. (S. 22.) —

Es würde zu weit führen, wollte ich hier eine ausführliche, für das Hauptthema dieser Arbeit aber ganz unwesentliche Untersuchung über den Schultergürtel der Landwirbeltiere in die Abhandlung einfügen; es genügen daher wohl folgende Angaben: Bei vielen Sauriern — darin stimme ich mit GEGENBAUR genau überein — sind ein voll entwickeltes Präcoracoid und Coracoid vorhanden (Fig. 305 und andere in GEGENBAUR: Vergleichende Anatomie, Bd. I, 1898, S. 480). Bei *Diplodocus*, Chamäleonen usw. ist nun das Präcoracoid scheinbar verschwunden, also nur das Coracoid vorhanden; aber nur scheinbar. Denn in Wirklichkeit ist wohl derjenige Teil des hier angeblich allein vorhandenen Coracoids, welcher zwischen dem Foramen coracoideum und dem Schultergürtel liegt, ein Präcoracoidrest; und daher konnte ich sehr wohl von einem Präcoraco - Coracoid dieser Tiere sprechen. Ich weiß auch recht gut, daß widersprechende Anschauungen darüber vorhanden sind; nur um zur „Nachprüfung“ zu reizen, sprach ich deshalb hier vom „Präcoraco-Coracoid“. — Zur „Nachprüfung“ — wollte ich also reizen! — Meine vergleichend anatomische Minderwertigkeit wird aber, scheint mir, Herr ABEL kaum beweisen. —

Und dann noch folgendes:

Nachdem ABEL zuerst angegeben hat, ich hätte im Text die *Diplodocus*-Vorderfüße für plantigrad erklärt, fährt er bei Erwähnung meiner Abbildung des Tieres fort: „Die Metacarpalia erscheinen jedoch in beiden Händen vom Boden erhoben, so daß die Hand digitigrad dargestellt ist.“ — Das kann, und soll vielleicht, den Schein erwecken, als hätte auch ich leichtsinnig gearbeitet „wie andere“, nur ABEL „natürlich“ nicht, und hat auch bereits so ähnlich gewirkt. (STREMME z. B. schreibt in seiner, eben erst erschienenen Abweisung der auch hier besprochenen Arbeit: „ABEL glaubt, daß in TORNIERS Rekonstruktion die Hand digitigrad dargestellt sei. Das ist entschieden ein Versehen. TORNIER hat sie ausdrücklich als plantigrad bezeichnet, und ich vermag auch keine Digitigradie aus der Abbildung, die ein schreitendes Tier darstellt, zu erkennen.“ Naturwissenschaftliche Wochenschrift 1910, S. 546.) — Nun es dürfte leicht zu beweisen sein, daß auch in diesem Fall Text und Figur durchaus ohne Widerspruch

nebeneinanderstehen. In der Abbildung nämlich wurde das Tier erstens, wie allein berechtigt ist, als plantigrades saurierartiges Reptil dargestellt, d. h. in der Art, daß seine proximale Handwurzelknochenreihe „auf" der distalen liegt und nicht — wie bei den Säugetieren — neben ihr; und dann wurde zweitens das Tier „in lebhaft fortschreitender Bewegung" von mir abgebildet. Das heißt: es hat eben den rechten Vorderfuß auf den Boden aufgesetzt und ist nun im Begriff, den linken vom Boden abzurollen; was beides unter minimaler Spitzenwinkeleinstellung der Füße zum Erdboden erfolgt. — Es ist übrigens recht interessant, zu sehen, wie ABEL wiederholt Fortbewegungsbilder von Tieren als Stehbilder und als die einzige biologische Betätigungsmöglicheit der dargestellten Tiere bespricht und sogar gegeneinander ins Feld führt. —

Abschnitt VI: Über die Stellung der Hintergliedmaßen.

ABEL hat folgendes: „Der hintere Teil des Körpers von *Diplodocus* ruht auf drei Stützpunkten: dem Schwanz und den beiden Hinterbeinen, also gewissermaßen auf einem Dreifuß." Und: „Wahrscheinlich hielt er sich ruhig so lange an einer Stelle im Wasser auf, bis er an derselben keine Nahrung mehr fand." (S. 53/54.) „Wenn aber der Schwanz als dritte Stütze des hinteren Körperabschnitts funktioniert, so fällt die Achse der Hinterextremität nicht mit der durch das Hüftgelenk gelegten Senkrechten zusammen, sondern die Achse der Hinterextremität muß schräg nach vorn gerichtet sein. Oberschenkel und Unterschenkel müssen einen nach hinten offenen Winkel gebildet haben, der kaum kleiner gewesen ist als 165°." — Müssen, und immer wieder müssen . . . ohne Begründung. Der *Diplodocus* hat aber nach obigem während seines ganzen Lebens auf dem Schwanz gesessen und die Beine behaglich als Stütze schräg nach vorn ausgestreckt, eine Art vorweltlicher Pythia. — „Die von TORNIER (für die saurierartige Stellung der Hinterbeine) beigebrachten morphologischen Gründe sind ausnahmslos nicht stichhaltig." — Begründung „natürlich" fehlt. —

„TORNIER hat die Kniegelenkcondylen zweifellos unrichtig, nämlich als Kniesehnenfortsätze, gedeutet. Bei *Iguanodon* artikuliert dieses Gelenk „in genau derselben Weise wie bei den Vögeln"; bei denen, wie ich dazu bemerken will, Oberschenkel und Unterschenkel einen auffallend spitzen Winkel miteinander bilden, was also deshalb auch für den *Iguanodon* angewandt werden muß. „Bei *Diplodocus* auch so, aber weniger spitzwinklig."

Gerade aber am Kniegelenk von Vögeln, z. B. vom Strauß, das noch in Bändern sein muß, kann jemand, der es wirklich will und noch nötig hat, lernen, wie ein Kniegelenk wirklich gebaut ist; das Kniegelenk: mit seinen am Oberschenkel parallel nebeneinander hinlaufenden zwei Knochenwülsten, die durch einen 8-förmigen Knorpelring umspannt werden, an welchem Apparat dann der Unterschenkel gelenkt. Die im wesentlichen ebenen Kniesehnencondylen eines Oberschenkels sind diese parallel nebeneinander hinlaufenden Knochenwülste des Oberschenkels aber jedenfalls nicht, und wie der 8-förmige Knorpelring sie etwa umschließen kann, ist mir unergründlich.

Abschnitt VII: Über Schwanzgebrauch und Nahrung des *Diplodocus* und Schluß.

„Der Schwanz hat (nach ABEL) die doppelte Aufgabe eines Stützorgans und einer Verteidigungswaffe.“ Er diente „als Körperstütze, gewissermaßen als Anker“. Das Hinterende war peitschenartig und wurde auch wie eine Peitsche zur Verteidigung benutzt, und „er konnte damit wohl auch Angriffe einzelner gewaltiger Raubdinosaurier erfolgreich abwehren“ (S. 52). — Wenn ein Schwanz fast beständig als Körperstütze und dabei sogar als Anker (was Bewegung hemmt) benutzt wird, so ist einfach unmöglich, daß seine Spitze gleichzeitig als Waffe gedient hat. Diese Spitze hat außerdem auch gar keine Ansatzhöcker für die dafür notwendige, nach den Seiten hin arbeitende, große Schwanzmuskulatur. Und im Wasser, diesem äußerst dichten Medium, ist eine Peitsche überhaupt unbrauchbar (der *Diplodocus* soll aber nach ABEL vorwiegend Wassertier gewesen sein). — Ich komme übrigens hierauf in einem der nächsten Teile dieser Arbeit noch einmal zurück. —

Weiter wird dann ausgeführt: „In der gegenwärtigen Aufstellung des Wiener Exemplars klaffen die Wirbel (des Schwanzes), und ihre Zygapophysen decken sich nicht“ (hätte hinzugefügt werden können; wie auch TORNIER angibt; da an anderer Stelle sorgfältig vermerkt wird, daß er es dort n i c h t tat). Wenn sie ferner zur Deckung gebracht werden, soll das Schwanzprofil einen noch etwas stärker nach unten gekrümmten Bogen bilden als beim Abgußtier. — Hierzu sei bemerkt: Wie etwas Nachdenken und die Fig. 11 dieser Arbeit — eine genaue Schwanznachzeichnung vom Abgußtier nach der Photographie, die das Carnegie-Museum zugleich mit dem Abguß verschenkte, und in welcher die fraglichen Wirbelbewegungen

in den Pfeilrichtungen verlaufen — ohne weiteres lehren, werden Wirbel, deren Gelenkfortsatzgelenke klaffen, beim Aufeinanderlegen der Gelenkfortsätze, weil diese der Oberseite der Wirbel angehören, stets aneinander nach **oben** emporgehoben; und, wenn sie bis dahin einen Bogen mit Konkavseite nach unten bildeten, ordnen sie sich alsdann zuerst mehr oder wenig geradlinig hintereinander an, wie ich in meiner hier angegriffenen Arbeit bereits ganz richtig angab. — „Würden wir nicht“, geht es weiter, „aus anderen morphologischen

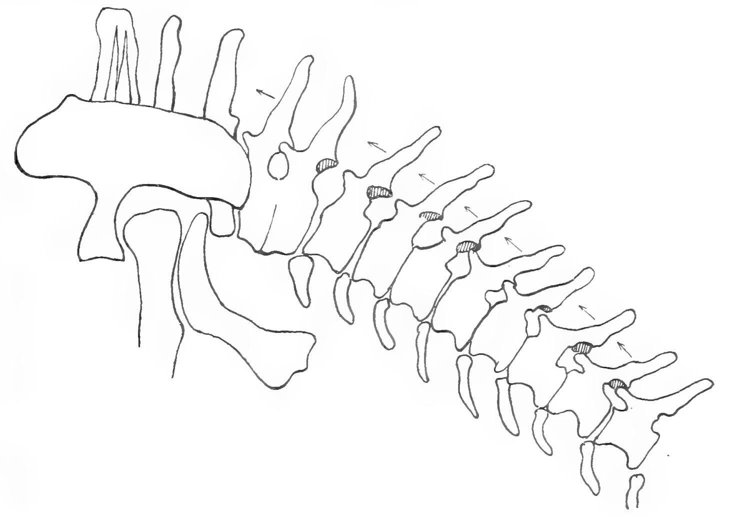


Fig. 11.
Schwanzwirbel von *Diplodocus* nach der Photographie des Abgußtieres.

Charakteren zu dem Schlusse gedrängt worden sein, daß *Diplodocus* mit erhobenen Gliedmaßen schritt und sich nicht vorwärts schob, wie Hay und Tornier annehmen, so müßte uns darüber die Form der vorderen Schwanzwirbelzentren und ihre Zygapophysen belehren, welche in überzeugender Weise dartun, daß das Profil des Schwanzes nicht geradlinig, sondern im vorderen Abschnitt stark gekrümmt war.“ (S. 37.) — Die Gelenkfortsätze lehren das eben nicht, und wie die erwähnten Schwanzwirbelkörper es „durch ihre Form“ beweisen, kann ich nicht finden.

Es gibt aber noch weitere Tatsachen, welche dafür sprechen können, daß die Schwanzwirbelsäule des *Diplodocus* wesentlich gerade gestreckt getragen wurde. Es sind

nämlich erstens in ihr an zwei Stellen je zwei Wirbel durch Exostosenbrücken fest miteinander verwachsen. Und die Wirbel dabei in der Stellung, die sie bei Normalstellung der Schwanzwirbelsäule einnahmen, was schon daraus folgt, daß ihre Gelenkfortsätze gut aufeinandergefügt sind. In beiden Fällen stehen nun die je zwei zusammengewachsenen Wirbel nicht in einem nach unten gerichteten Konkavbogen zueinander, wie es sein müßte, wenn der Schwanz stark nach unten gekrümmt getragen worden wäre, sondern der dritte und vierte Schwanzwirbel, die verwachsen sind, bilden an ihrer Unterseite einen schwach konvexen Bogen gegeneinander, und die ebenfalls erwähnten Schwanzwirbel 21 und 22 stehen ganz geradlinig hintereinander. Beide Verwachsungen weisen also auf eine starke Konkavkrümmung des Gesamtschwanzes nach unten nicht hin; vielmehr auf das Gegenteil.

Die zweite Tatsache aber, die auch dafür sprechen könnte, ist, wie Fig. 12 dieser Arbeit, eine genaue Kopie nach HATCHER (Mem. Mus. Carnegie, Bd. I, Taf. 1) beweist, die, daß der Abguß-*Diplodocus* mit einer Schwanzwirbelsäule gefunden wurde, die als annähernd geradlinige Fortsetzung der Beckenlängsachse lag und ihr Hinterende sogar in Konkavkrümmung nach oben über das Becken hinaus richtete. Das beweist indes nichts, denn dagegen könnte angeführt werden, die Schwanzwirbelsäule sei erst nach sehr starker Mazeration — durch daran fressende Tiere vielleicht — in jener Art verbogen worden, was nicht unmöglich ist, und deshalb wird dem Befund hier auch keine Bedeutung weiter beigelegt. —

In dem Rekonstruktionsbild ABELs kommt übrigens das Aufruhen des Tieres auf Schwanz und Hintergliedmaßen durchaus nicht zum Ausdruck. Der Schwanz liegt nur mit dem letzten Drittel etwa auf dem Boden, also so weit hinten erst und dazu so weich, und die Hintergliedmaßen des Abbilds ferner stehen dazu noch so steil aufrecht, daß von einer Verankerung des Tieres auf ihnen wie auf einem Dreibein nichts zu merken ist. Vielmehr zeigt dieses Bild die folgende durchaus nicht beabsichtigte Statik. Der schwere Hals des Tieres hängt so mächtig vor den stark gebeugten Vordergliedmaßen hinab, und der Rumpfwirbelbogen senkt sich zugleich so stark vom Becken auf sie hinunter, daß der Gesamtschwerpunkt des Tieres, wie selbst jeder technisch gar nicht Erfahrene sofort zugeben wird, dicht hinter oder auf den Vordergliedmaßen des Abbilds ruht, und seine Hintergliedmaßen nur dazu dienen, als steife Stangen den Schwanz emporzuhalten. — Ferner sind bei dem Abbild die Hintergliedmaßen in so übertriebener

Streckstellung angebracht, daß für sie durchaus keine Möglichkeit mehr besteht, durch Übergehen in noch größere Streckstellung den Körper des Tieres — wie andere Wesen es tun — nach vorn zu schieben und damit das Tier wirklich fortzubewegen. Müßte ein derartig kurios gebautes Tier sich wirklich fortbewegen, so könnte es nur durch weitere Einknickung

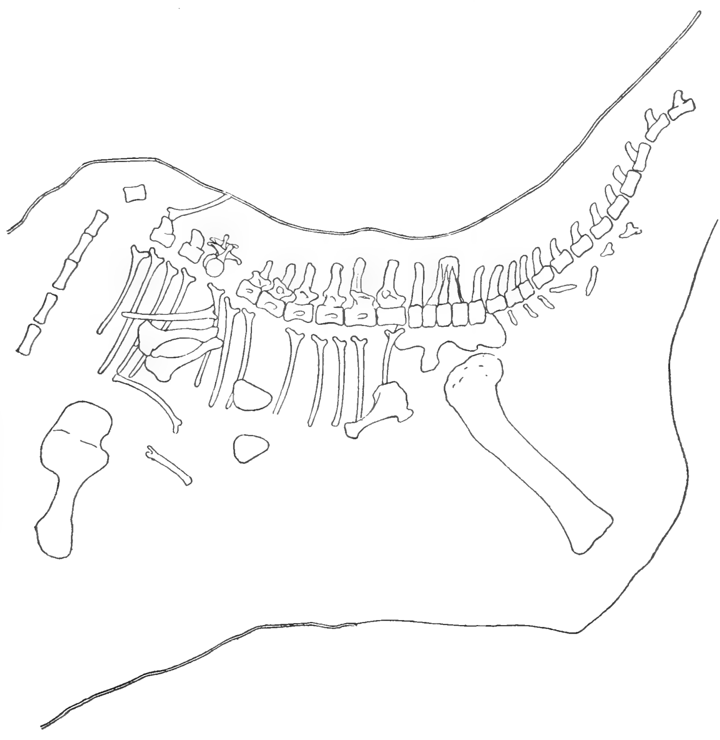


Fig. 12.
Lage der Schwanzwirbelsäule nach HATCHER.

der Vordergliedmaßen nach vorn überzufallen suchen und dadurch auch den Hinterkörper über den Stützpunkt der Hintergliedmaßen nach vorn hinüberzureißen trachten, um dann wegen der extremen Steifheit seiner Hinterbeine mit dem Hinterende von rechts nach links pendelnd dahinzuwatscheln. Zu beneiden wäre es jedenfalls um eine solche monströse Fortbewegungsart nicht. Und mit der des Elefanten hätte sie übrigens auch nichts gemein. —

All das endlich, was über die Nahrung des *Diplodocus* in der hier besprochenen Schrift ausgeführt wird, ist von mir inzwischen bereits in der Arbeit: Ernstes und Lustiges aus Kritiken über meine *Diplodocus*-Arbeit (Sitzungsber. Gesellsch. nat. Fr. Berlin 1906, S. 505—536) eingehend bekämpft worden. —

Hiermit sind nun die Gründe ABELs gegen meine Auffassung von der Körperhaltung und Lebensweise des *Diplodocus* erschöpft und sämtlich durchgesprochen. Er schließt dann seinen Artikel wie folgt:

„TORNIERs Ansichten über den Körperbau und die Körperhaltung des *Diplodocus* haben großes Aufsehen hervorgerufen; wenn aber auch seine Beweisführung mißlungen ist, so hat doch diese Episode in der Erforschung der Dinosaurier gezeigt, daß eine paläontologische Rekonstruktion auf genauer Kenntnis der vergleichenden Anatomie der fossilen Formen in inniger Verbindung mit jener der lebenden basieren muß, um von wissenschaftlichem Wert zu sein.“ (S. 57.) Und diese Rekonstruktion, so steht zwischen den Zeilen, hat ABEL geliefert. — „Natürlich“, möchte ich hinzufügen; aber auch, daß ich mir die Widerlegung einer wissenschaftlichen Arbeit ganz anders vorstelle, wie die eben besprochene ist.

---

43. Beiträge zur Geologie der Niederrheinischen Bucht.

Von Herrn A. QUAAS.

I.

Das geologische Alter der Braunkohlenablagerungen von Ompert und Helenabrunn, des Lied- und des Hülser-Berges.

Eine Berichtigung.

Forsthaus Rath bei Nideggen (Eifel), den 25. Juli 1910.

AD. GURLT erwähnt in seiner 1872 erschienenen „Übersicht über das Tertiärbecken des Niederrheines“[1]) das Vorkommen von Braunkohle im Tertiär südlich von Viersen [Meßtischblatt 1 : 25000 Viersen], bei oder in den Orten Ompert und Helenabrunn.

[1]) AD. GURLT: a. a. O., Bonn 1872, S. 25—26.

Er sagt dort wörtlich über den Fundort und dessen geologischen Aufbau:

„Eine ausgedehntere Ablagerung des Braunkohlengebirges tritt südwestlich von hier (gemeint Hülser-Berg, nördlich von Krefeld), zwischen Gladbach und Viersen, nahe dem südwestlichen Abhange des Nierstales zutage und wird auf beiden Seiten der Straße durch Gruben bei Ompert und Helenabrunn [Lenebour der (alten) Generalstabskarte] aufgeschlossen. Es liegt hier unter dem Gerölle ein 12—16 Fuß mächtiges Flöz von schwarzer, erdiger und toniger Braunkohle, welche unter dem Namen „Klei" gewonnen und zur Mengung mit Steinkohlenklein verwendet wird. In der untersten Lage desselben findet sich eine 6 Zoll starke Schicht von Spärosiderit mit Abdrücken von dikotyledonen Blättern, darunter 4 Fuß weißer Sand und über 12 Fuß grober, schwarzer Sand."

Da GURLT keine Literaturquelle für seine Angaben anführt, solche vom Verf. in der vorhandenen älteren Literatur auch nicht nachzuweisen war, so muß angenommen werden, daß GURLT nach eigenen Beobachtungen oder doch nach persönlich erhaltenen Mitteilungen berichtet.

Seine Angaben wurden durch H. v. DECHEN fast wörtlich — nur ohne Quellennachweis — in seine 1884 erschienene: „Geologische und paläontologische Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen"[1]) übernommen: mit der Abweichung, daß die Fundpunkte als „an dem SW-Abhange des Nierstales gelegen" bezeichnet werden, und mit dem Zusatze, daß die „in der untersten Schicht derselben (= Braunkohle), d. h. in der 16 cm starken Lage von hellgrauem Sphärosiderit, auftretenden Abdrücke von dikotyledonen Blättern ihm denen von Rott am Siebengebirge ähnlich erscheinen".

Übereinstimmend stellen beide Autoren die mitgeteilten Schichtenfolgen in ihrer Gesamtheit zur Braunkohlenformation. Es schreibt ihnen also A. GURLT nach der zu seiner Zeit herrschenden Auffassung oligocänes Alter zu, während H. v. DECHEN die Frage, ob „die limnischen, kohlenführenden Schichten dieser Formation dem Oligocän oder dem Miocän angehören"[2]), unentschieden läßt, solange nicht eine sichere Überlagerung der weiter nördlich — bei Süchteln — nachgewiesenen marinen Oligocänsande (= oberoligocäne, muschelführende Glaukonitsande) durch Schichten der limnischen Braunkohlenformation beobachtet worden sei. —

---

[1]) H. v. DECHEN: a. a. O., Bonn 1884, S. 639.
[2]) Ebenda, S. 620.

Anmerkung des Verfassers. In Wirklichkeit liefert bereits ein durch H. v. Dechen im Anschluß an die Ompert-Helenabrunner bzw. Ummerer Aufschlüsse angeführtes Bohrloch bei Helenabrunn diesen Altersnachweis. Dort ist „in 17,5 m Tiefe ein 6,3 bis 7,0 m starkes Lager von hellgrauem Ton gewonnen worden, in dem im Hangenden und Liegenden Nieren von Sphärosiderit von 16 cm auftreten". Darunter folgen in der dort angesetzten Bohrung:

gelber Sand	4,7 m
fetter, fester Ton	0,7 -
eisenhaltiger brauner Sand	3,2 -
grüner Sand (Quarzsand mit Glaukonitkörnern gemengt	1,6) -

usw.

Die „hellgrauen Tone" gehören der limnischen Braunkohlenformation, die darunter folgenden Schichten, in der Hauptsache Glaukonitsande, dem (Ober-) Oligocän an. —

Nach der späteren, noch heutigentags ziemlich allgemeinen Auffassung vom untermiocänen Alter der Niederrheinischen Braunkohlenformation müßten die Helenabrunner Schichtenfolgen in diese Altersstufe eingereiht werden.

Anmerkung des Verfassers. Ein Beweis oder eine strenge Schlußfolgerung für diese Altersfestlegung der Niederrheinischen Braunkohlenformation ist nach Erachten des Verf. bisher nirgends geführt worden. Die Schlußfolgerung, daß die limnischen Ablagerungen des Miocäns untermiocän sein müßten, weil sie in der Gegend nördlich von Krefeld von marinen, obermiocänen (?) Bildungen überlagert werden, ist anfechtbar, oder doch nicht zwingend, mindestens nicht für die ausgedehnten, südlicheren Gebiete der Niederrheinischen Bucht, wo limnische und Festlands-Ablagerungen die Gesamtheit der Formation bilden. Schon die hier durch zahlreiche neuere Bohrungen an vielen Stellen nachgewiesene bedeutende Mächtigkeit, bis zu 300—350 m, spricht vielmehr dafür, wenigstens für den südlichen Teil der Niederrheinischen Bucht anzunehmen, daß der Absatz dieser Schichtenfolgen durch das ganze Miocän hindurch erfolgt ist[1]. —

---

[1] Vgl. hierzu v. Verfasser: 1. Erläuterungen zum Blatt Vettweiß. Lieferung 144, Blatt 14. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. 1910, S. 38 u. 40; 2. „Zur Geologie des westlichen Teiles der Niederrheinischen Bucht." Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen in den Jahren 1903—1907. Jahrb. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. 1907.

Nach den Ergebnissen der geologischen Spezialaufnahme des Blattes Viersen in den Jahren 1909/10 ist aber auch die Zurechnung der Ompert-Helenabrunner Tertiärbildungen in ihrer Gesamtheit zur miocänen Braunkohlenformation nicht mehr aufrecht zu erhalten.

Die von GURLT und v. DECHEN erwähnten Aufschlüsse ließen sich nicht mit Sicherheit wieder auffinden, zumal bei beiden Autoren die Ortsangabe zu allgemein, bei v. DECHEN[1]) sicher überdies in ungenauer, irreführender Wiedergabe der Mitteilungen GURLTs, gehalten ist. Als „Straße zwischen Gladbach und Viersen“ ist wohl die heutige, von der Vierstädtebahn benutzte Kunststraße gemeint, die von Gladbach aus bis zum Dorfe Ummer auf der Hochfläche der diluvialen Hauptterrasse liegt, von da ab nördlich erst auf die Mittelterrasse herabsteigt. Die erwähnten Aufschlüsse „zu beiden Seiten der Straße“ sind somit auf der Höhe der Hauptterrasse zu suchen. — Dort war es dem Verf. auch möglich, in alten „Pingen“, aus denen nach glaubwürdigen Angaben noch vor weniger als einem Menschenalter von den Anwohnern Kohlen, besonders Holzreste, für den Hausbrand gewonnen wurden, durch Schürfungen noch, wenn auch nur geringe, erdige Kohlen- und Holzreste (= Koniferenholz) zu finden.

So zeigte ein Profil, das in einer solchen alten, heute stark verwachsenen und zugeschütteten Grube unmittelbar westlich der letzten Häuser am Südwestausgange von Ompert durch Schürfung freigelegt und aufgenommen werden konnte, die Schichtenfolge (von oben nach unten):

grobe, gelbrote Rhein- und graue Maaskiese mit Sandeinlagerungen der diluvialen Hauptterrasse	4,5 m
graublaue, sandige, schwach bituminöse Tone mit eingelagerten 0,3—0,5 m mächtigen Streifen und Flözen von erdiger Braunkohle mit zahlreichen Koniferen-Holzresten	3,00 -
grauweiße, glimmerfreie Quarzsande mit dünnen Streifen von Quarzkiesen; Sande und Kiese mit vereinzelten verkieselten oolithischen Kalkgesteinen (= „Kieseloolithe“), Lyditen und verkieselten Versteinerungen	2,00 -
weiße, feine, glimmerhaltige Quarzsande mit vereinzelten Sphärosideritknollen	0,50 -

[1]) a. a. O., S. 639: . . „an dem SW-Abhange des Nierstales“ . . Diese Angabe könnte zu der Deutung führen, daß die betr. Aufschlüsse wenigstens zum Teil bereits in der durch jungdiluvialen Ein- und Abbruch längs der Hauptterrasse entstandenen Rheintalgraben und der darauf aufgeschütteten Mittelterrasse lägen, während sie bestimmt auf der Hauptterrasse des Rheines zu suchen sind. *Anmerkung des Verfassers.*

Ein ganz ähnliches Profil wurde etwa mittelorts Ompert, südlich der Dorfstraße, hinter dem Garten des großen Einzelgutes in dem dortigen künstlichen Steilabhange angegraben. Nur vermochte hier die Unterlagerung der kieseloolithführenden Sande nicht festgestellt zu werden.

Aus den angestellten örtlichen Beobachtungen und aus den möglichen Gesteinsuntersuchungen und -deutungen ergibt sich, daß in beiden Profilen unter den 4—5 m mächtigen grobkiesig-sandigen Ablagerungen der dortigen altdiluvialen Hauptterrasse eine tonig-sandige Gesteinsfolge von 5—6 m Mächtigkeit auftritt, deren unterste Schichten als fast reine, glimmerfreie, grauweiße Quarzsande und -kiese ausgebildet sind, die — wenn auch nur in vereinzelten Exemplaren — verkieselte Oolithkalke (= „Kieseloolithe"), Lydite und verkieselte Versteinerungen führen, also die typische Ausbildung der sogen. „Kieseloolithstufe" zeigen: jener in der Niederrheinischen Bucht weitverbreiteten altpliocänen Flußbeckenablagerung, deren genauere Kenntnis, Abgrenzung, Verbreitung und Altersstellung erst durch die geologischen Spezialaufnahmen am Niederrheine in den letztvergangenen Jahren ermöglicht und durchgeführt worden ist[1]).

Folgerichtig müssen in beiden Profilen die überlagernden tertiären Tone mit den eingeschlossenen Braunkohlenresten auch zu dieser Pliocänstufe gerechnet werden. Da nach des Verf. Ansicht auch das von GURLT und v. DECHEN mitgeteilte „12—16 Fuß (= 3,7—5 m[1]) mächtige Flöz von schwarzer, erdiger und toniger Braunkohle" unter den überlagernden Geröllen (= „Kiese der diluvialen Hauptterrasse" [d. Verf.]) dem gleichen Horizonte, also der Kieseloolithstufe, zweifellos angehört, so ergibt sich, daß die Braunkohlen von Ompert-Ummer-Helenabrunn altpliocänes Alter besitzen.

Diese Altersbestimmung wird durch zwei weitere Beobachtungen bei den Aufnahmearbeiten gestützt: Einmal war es dem Verf. möglich, in einer im Juli 1909 zu Hoser, etwa $2^1/_2$ km nordwestlich Ompert, niedergebrachten Wasserbohrung unter der dort auffallend mächtigen Decke von 17,00 m diluvialer Kiese und Sande der Hauptterrasse in 22,65 m Tiefe ein 2,25 m mächtiges Braunkohlenflöz nach den entnommenen Bodenproben festzustellen, das von Tonen und kieseloolithführenden Sanden und Kiesen eingeschlossen wurde, also auch

---

[1]) Vgl. besonders E. KAISER: Jahrb. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. 1907, S. 57. — G. FLIEGEL: Ebenda, S. 92. — O. MORDZIOL: Ebenda, S. 122 und an anderen Orten.

sicher zur Kieseloolithstufe zu stellen ist. Zum anderen ist in den Kies- und Sandgruben der Hauptterrasse westlich von Hoven, $2^1/_2$—3,0 km südöstlich von Ompert, unter durchschnittlich 8—12 m Hauptterrassenkiesen deutlich deren diskordante Unterlagerung durch typische Kieseloolithsande mit Kiesstreifen zu beobachten, also auch dort das Vorhandensein der Kieseloolithstufe festzustellen.

Das Auftreten pliocäner Braunkohle innerhalb der Niederrheinischen Bucht hat nichts Auffälliges mehr, seitdem in den letztzurückliegenden Jahren ihr Vorhandensein — wenn auch nur ausnahmsweise in abbauwürdigen Mächtigkeiten — vielerorts durch zahlreiche fündige Tiefbohrungen nachgewiesen worden ist[1]). —

Die Ompert-Helenabrunner Braunkohlenablagerung hat insofern noch eine gewisse besondere Bedeutung, als sie zusammen mit dem bei Hoser festgestellten Braunkohlenflöze das nördlichste, dem Verf. bisher sicher bekannte Vorkommen pliocäner Braunkohle in der Niederrheinischen Bucht und speziell im Viersen-Süchtelner Horste darstellt. In diesem wird die Kieseloolithstufe samt der diskordant unterlagernden miocänen Braunkohlenformation durch eine große SO—NW-Querverwerfung abgeschnitten, die dem Westabfall des Viersen-Süchtelner Horstes folgt, beziehungsweise ihn bedingt, quer durch Viersen, dicht nördlich an der Kaisermühle vorbei verläuft und von da ab südlich, zuerst etwa dem Nierstale (hier einem alten Rheinarme) folgend, in Richtung auf den alten Miocänhorst des Liedberges zu streicht. Nördlich und östlich dieser z. T. auch orographisch sich heraushebenden Störung fehlen in einem ca. 10—12 km breiten Streifen pliocäne wie miocäne Ablagerungen in dem dem Verf. auch nach Bohrungen bisher näher bekannten Gebiete des Rheintalgrabens[2]). —

Zu Recht bestehen bleibt vielleicht v. DECHENS Deutung der 16 cm mächtigen, hellgrauen Sphärosiderite mit Abdrücken von dikotyledonen Blättern, die in GURLTS Profile an der Basis der braunkohleführenden Schichten auftritt, als zur miocänen Braunkohlenformation gehörender Bildungen. Die vom Verf. erschürften Profile in Ompert ließen diesen Horizont nicht erkennen. Wohl aber treten dort, wie andernorts und

---

[1]) Vgl. u. a. vom Verf.: Jahrb. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. 1907; Erläuterung zum Blatte Vettweiß (Lieferung 143, Blatt 14), 1910, S. 44—48; Erläuterung zum Blatte Titz (Lieferung 162, Blatt 55) (im Druck).

[2]) Darüber demnächst näheres in dieser Zeitschrift (d. Verf.).

namentlich in den Kies- und Sandgruben der Hauptterrasse westlich von Hoven (zurzeit Eigentum der Gemeinde Neuwerk) Sphärosideritbildungen in den das Pliocän unterlagernden weißen, glimmerführenden Quarzsanden auf, die typische Ablagerungen der miocänen Braunkohlenformation darstellen. — Eine sichere Altersfeststellung der Sphärosideritlagen von Ompert wird nur die noch immer ausstehende Bestimmung der z. T. recht gut erhaltenen Pflanzenreste ermöglichen, die zurzeit noch unbearbeitet zu Bonn, im Museum des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und Westfalens, liegen.

Nach den vergleichenden Beobachtungen des Verf. in den beiden Schürfungen zu Ompert gehören wohl sicher zum Miocän die unter der Sphärosideritlage folgenden Schichten:

weißer Sand . . . . 1,2 m
schwarzer Sand . . . . 5,0 -

Ersterer entspricht dem erschürften weißen, glimmerhaltigen Quarzsande. Letzterer dürfte durch bituminöse Beimengungen, d. h. durch geringe Braunkohlenreste, schwarz gefärbt erscheinen, also einen „Braunkohlensand" darstellen und somit das Vorhandensein von auch miocänen Braunkohlenresten in der Gegend südlich von Viersen beweisen.

Zusammenfassend sind die Ompert-Helenabrunner Profile nach der derzeitigen Kenntnis der dort auftretenden Schichtenfolgen heute so geologisch zu deuten und stratigraphisch zu gliedern wie die nebenstehende Tabelle (S. *583*) angibt.

Im Anschluß an die Braunkohlenablagerungen bei Helenabrunn seien noch die von A. GURLT[1]) und von H. v. DECHEN[2]) mitgeteilten, Helenabrunn damals nächstgelegenen Kohlenfunde einer Altersnachprüfung unterzogen: einmal die im Liedberge, dem alten Tertiärhorste südöstlich von Rheydt an der Kunststraße Rheydt—Neuß, zum andern die im und beim Hülserberge, dicht nördlich von Krefeld.

Im Liedberge stehen nach beiden Autoren unter dem Geröll- und Sandlager des Diluviums (= Rheinkiese und -sande der Hauptstraße [d. Verf.]) ein 3—4 Zoll („ . . . stellenweise 8—10 cm . . ." [nach v. DECHEN]) mächtiges Braunkohlenflöz und unter ihm Sandsteinlagen an, die bis zu 20 Fuß (= 6—7 m) mächtig sind[3]). Die oberen, 2,5—3,1 m mächtigen,

---

1) A. GURLT: a. a. O., S. 25.
2) H. v. DECHEN: a. a. O., S. 638—640.
3) Nach A. GURLT: a. a. O.

Formation	Stufe	Gesteinsschichten			Mächtigkeit
		nach GURLT (G.) und v. DECHEN (v. D.)	Mächtigkeit m	nach 2 Schürfen in Ompert	m
Diluvium	Haupt-terrasse	G. = Gerölle v. D. = Sand und Geschiebe	—	gelbrote und graue, grobe Kiese und Sande (= Rhein-Maas-schotter)	4—5
Pliocän (= Altpliocän)	Kiesel-oolithstufe	erdige, schwarze und tonige Braunkohle	3,7—5	graublaue, sandige, schwach bituminöse Tone mit eingelagerten, 0,3—0,5 m mächtigen Streifen und Flözen von erdiger Braunkohle mit z. T. zahlreichen Koniferen-Holzresten	3
		an der Basis eine 16 cm starke Lage von hellgrauem Sphärosiderit mit Abdrücken von dikotyledonen Blättern (vgl. Rott?)		grauweiße, glimmerfreie Quarzsande und dünne Streifen von Quarzkiesen mit vereinzelten Kieseloolithen, Lyditen und verkieselten Versteinerungsresten	2
		?	0,16		
Miocän	Braunkohlen-formation	weißer Sand	1,2	weiße, feine, glimmerhaltige Quarzsande mit vereinzelten Sphärosiderit-Knollen	0,50
		schwarzer Sand	5,0		

lockeren, weißen Sandsteine gehen nach unten in eine festere, schmutzig gelb-weiße Sandsteinbank über, gegen die mit scharfer Grenze ein 1,2—1,6 m mächtiger harter, muschelig-splittrig brechender, grauweißer Quarzit absetzt, der seinerseits durch einen weißen, feinen Quarzsand („Stubensand, Streusand") unterlagert wird. Letzterer ist der typische Sand der Niederrheinischen miocänen Braunkohlenformation, in der auch von vielen Orten die im Liedberge überlagernden Sandsteine — so besonders schön entwickelt und durch Abbau gut aufgeschlossen im Wormtale bei Nivelstein-Bilstein, nördlich von Herzogenrath — und der harte Quarzit (= „Braunkohlenquarzit") seit langem bekannt sind. Da keinerlei Schichten der pliocänen Kieseloolithstufe unter dem Diluvium, auch keine sicher erkennbaren Reste aufgearbeiteten Materiales dieser Stufe im Diluvium des Liedberges bisher nachzuweisen waren, so sind die dortigen Braunkohlenreste wohl auch ohne Bedenken in die Braunkohlenformation im Sinne GURLTs und v. DECHENs zu belassen, also die Liedberg-Braunkohlen zur miocänen Niederrheinischen Braunkohlenformation nach heutiger Auffassung und Abgrenzung zu stellen. —

Anders die Braunkohlen am und im Hülserberge, die nach beiden Autoren der gleichen, also miocänen Formationsstufe angehören sollen.

A. GURLT[1]) beschreibt vom Hülserberge, einem kleinen tertiären Horste mit einer Decke altdiluvialer Hauptterassenkiese, einen heute verschütteten Aufschluß mit den Worten: „Hier findet man an dem westlichen Abhange in geringer Tiefe unter der Oberfläche Ton und unter diesem 30—40 Fuß tonige, erdige Braunkohle, deren Liegendes nicht untersucht ist."

> *Anmerkung des Verfassers.* Nach der von GURLT gebrauchten Gegenüberstellung des Aufbaues des Westabhanges zur großen Masse des Berges, die aus auffallend mächtigen Diluvialaufschüttungen besteht[2]), ist anzunehmen, daß der erwähnte Aufschluß im Westabhange, nicht an dessen Fuße zu suchen ist.

Die von H. v. DECHEN bei den seinerzeitigen Vorarbeiten für das Wasserwerk Krefeld beobachteten Aufschlüsse liegen zwischen dem Hülserberge und der Stadt Krefeld, also etwas südlich vom eben vorerwähnten Vorkommen. In dem näher dem Hülserberge gelegenen Aufschlusse wurde nach diesem Autor

---

[1]) A. a. O., S. 25.
[2]) A. a. O. S. 25.

„in 9 m Tiefe ein schwarzes, mit Braunkohle gemengtes Tonlager erreicht, das bis zur Tiefe von 16,8 m anhält". In dem anderen Aufschlusse ist „in der Tiefe von 6,6 m unter der Oberfläche ein markasitführendes Braunkohlenlager angetroffen worden".

Beide Vorkommen liegen in einem tieferen Niveau als der Aufschluß im Hülserberge, und zwar im Bereiche und Untergrunde der diluvialen Mittelterrasse des Rheines, deren Höhenlage bedingt wird durch den hier ca. 30 m tiefen Einbruch des Rheintalgrabens, der in der Zeit zwischen den Aufschüttungen der Haupt- und der Mittelterrasse erfolgte. Trotz der heute unterschiedlichen Höhenlage der drei Kohlenfundpunkte müssen sie — nach des Verf. Überzeugung — als dem gleichen Horizonte zugehörig aufgefaßt werden.

Erinnert schon die „erdig-tonige" Ausbildung der Kohlen stark an die von Ompert-Helenabrunn, so wird die Zugehörigkeit dieser Kohlenflöze zur Kieseloolithstufe des Pliocäns auch noch durch weitere, dem Verf. in den letztvergangenen Wochen möglich gewordene Beobachtungen und Feststellungen so gut wie sicher gemacht: Einmal sind ihm verschiedene Bohrprobenserien aus dem Untergrunde der Stadt Krefeld zur Einsichtnahme und zur Untersuchung zugängig gewesen, die übereinstimmend, wenn auch unter beträchtlicher Diluvialdecke, ausgesprochene kiesige und sandige Schichtenfolgen der Kieseloolithstufe mit schwachen Flözeinlagerungen (= Holzresten) aufweisen. Zum anderen gestatten auch zahlreiche Bohrprofile aus der Gegend westlich vom Hülserberge (Blatt Kempen) nach der Schichtenbezeichnung den Rückschluß, daß auch die dort z. T. erteuften Braunkohlenreste, wenigstens die im flacheren Untergrunde, dem Pliocän angehören.

Die Braunkohlenablagerungen beim und im Hülserberge dürften also zur Kieseloolithstufe zu stellen sein, somit altpliocänes Alter besitzen.

Sie stehen voraussichtlich in unmittelbarem Zusammenhang mit den Ompert-Viersener Braunkohlenlagern, von denen sie heute getrennt sind durch den z. T. in die Tiefe gesunkenen alten Oligocänhorst mit nur Diluvialbedeckung, der im Viersen-Süchtelner Horste als solcher orographisch in Erscheinung tritt, dessen Südbegrenzung schon[1]) mitgeteilt wurde und dessen Nordgrenze — nach dortigen Beobachtungen und nach neueren Bohrprofilen — etwa von südlich Hinsbeck in südöstlicher Richtung westlich von Willich vorbei verlaufen dürfte. —

---

[1]) Vgl. S. *581*.

Im Zusammenhange mit der Braunkohlenablagerung am Hülserberge stehen wohl die nach H. v. DECHEN[1]) aus einem Bohrloche bei Tönisberg, 3 km nordwestlich vom Hülserberge, angeführten Braunkohlen. Das dortige Profil gibt unter 9,41 m mächtigem Sand und Geschiebe (= „Rheinkiese und -sande der diluvialen Haupt- und Mittelterrasse" [d. Verf.]) 1,57 m gelben Ton, darunter eine Schichtenfolge von 36,20 m an, die sich in der Hauptsache aus blauem Tone mit Braunkohle, in rund 17 m Tiefe aus 3,67 m mächtiger erdiger Braunkohle, aufbaut. Es liegt nahe, auch diese Braunkohlenbildungen insgesamt oder wenigstens deren obere Partien — mit Vorbehalt — zur pliocänen Kieseloolithstufe zu stellen. —

---

44. Über Gesteine der Insel Lou (Admiralitätsgruppe, Südsee).

Von Herrn O. STUTZER.

Freiberg i. S., 31. Juli 1910.

Im vergangenen Halbjahr erhielt das geologische Institut der hiesigen Königlichen Bergakademie verschiedene Gesteine der Deutschen Südsee-Inseln. So sandte Herr RUDOLF aus Neu-Pommern mehrere Gesteinsproben der dortigen Gazellen-Halbinsel. Eine mikroskopische und makroskopische Prüfung dieser Gesteine ergab Kalkstein, Monzonit, Augitporphyrit, glasigen Augitandesit und erdigen Andesittuff. Da die Ergebnisse dieser Untersuchung vollkommen mit den schon von LEHMANN[2]) veröffentlichten Resultaten übereinstimmen, so sei nur auf dessen eingehende und vorzügliche Arbeit verwiesen.

Von Herrn Bergingenieur C. PILZ erhielten wir in dankenswerter Weise ebenfalls zahlreiche Gesteinsproben der Südsee. Hierunter befand sich neben zahlreichen Phosphaten und Korallenkalken ein großes Stück Dioritschiefer der Insel Jap, der aber bereits von E. KAISER[3]) ausführlich beschrieben

[1]) H. v. DECHEN: a. a. O., S. 640—641.

[2]) E. LEHMANN: Petrographische Untersuchungen an Eruptivgesteinen von der Insel Neu-Pommern. TSCH. Miner. u. Petrogr. Mitt. XXVII, Wien 1908, S. 181—243.

[3]) E. KAISER: Beiträge zur Petrographie und Geologie der Deutschen Südsee-Inseln. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin 1907, XXIV, S. 91—121.

wurde; ferner ein großes Schaustück basaltischer Stricklava von Maunga Afi auf Sawaii, das sich mikroskopisch als ein äußerst frischer glasiger Feldspatbasalt erwies. Ähnliche Basalte dieser Insel hat Fr. Möhle[1]) und M. Weber[2]) früher bearbeitet.

Als neu kann unter der Pilzschen Sendung (von den Phosphaten abgesehen) nur Material der Insel Lou (auch Lo geschrieben) gelten. Es sei deshalb auf dieses kurz eingegangen.

Die Insel Lou gehört politisch und geographisch zur Admiralitätsgruppe. Sie liegt südöstlich der dortigen Hauptinsel. Herr C. Pilz, welcher die Insel gelegentlich einer Phosphatexpertise in der Südsee bereiste, ist der Meinung, daß dieselbe vor ihm von keinem Europäer betreten sei. Der Obsidian dieser Insel wird in kleinen Schächten von den Eingeborenen gewonnen und zur Herstellung von Obsidianwaffen verwandt, deren Gebrauch vor allem auf den Admiralitätsinseln verbreitet ist.

Die uns vorliegenden Gesteinsproben dieser Insel sind große Blöcke von Obsidian, sowie auch eine Waffe der dortigen Eingeborenen, ein Speer mit einer Obsidianspitze.

Der Obsidian zeigt makroskopisch eine schöne tiefschwarze Farbe und typisch-muscheligen Bruch. Einer der Blöcke hat helle, fluidal angeordnete Entglasungsstreifen. Einsprenglinge sind makroskopisch nicht sichtbar.

Der Dünnschliff zeigt als Hauptbestandteil braungefärbtes Glas, in welchem zahlreiche, fluidal angeordnete Ströme von winzigen Krystalleisten umherschwimmen. Um die einzelnen Krystallindividuen herum liegen helle, entfärbte Krystallisationshöfe.

Unter den winzigen Krystallen dieses Obsidians kann man unterscheiden:

1. sehr wenig Magnetit,

2. einzelne wenige, aber schon etwas größere Plagioklastafeln mit typischer Zwillingsstreifung und einem höheren Lichtbrechungsexponenten als das umgebende Glas,

3. überaus zahlreiche, ganz schwach gelbgrünlich gefärbte winzige Leisten, die sich durch Lichtbrechung und Auslöschung ($c : \mathfrak{c} = 48^0—54^0$) als gewöhnlicher monokliner Pyroxen (Augit) bestimmen lassen. Die Doppelbrechung dieser kleinen Leisten

[1]) Fr. Möhle: Beitrag zur Petrographie der Sandwich- und Samoa-Inseln. N. Jahrb. Min. XV, 1902.

[2]) W. Weber: Zur Petrographie der Samoa-Inseln. Abh. d. Kgl. Bayr. Akademie d. Wissensch., II. Kl., XXIV, Abt. 2, München 1909.

zeigt infolge ihrer geringen Dicke nur grauweiße Interferenzfarben. Sie liegen als körperliche Formen nicht nur nebeneinander, sondern auch über- und untereinander im Dünnschliff. Einzelne dieser Krystalle sind kreuzweise übereinandergewachsen.

Neben diesen Mineralien finden sich in den helleren Strömen des Obsidians auch noch kleine, dunkler gefärbte Sphärolithe von kugeligem Aufbau. Dieselben können sich auch aus mehreren Kugeln zu einer vereinen, so daß sie dann innen aus einem gemeinsamen Kern und randlich aus verschiedenen Kugelsegmenten bestehen. Die Substanz dieser Sphärolithe sieht im auffallenden Lichte milchigweiß und trübe aus. Bei gekreuzten Nicols zeigen sie zudem infolge ihres radialen Aufbaues das bekannte Kreuz. Die Längsachse der einzelnen Radien dieses Kreuzes erweist sich als optisch positiv. Winzige Krystalle von Augit und selten auch Plagioklasleistchen sind in diesen Sphärolithen ohne bestimmte Anordnung eingeschlossen. Die Sphärolithe liegen in den einschlußreichen Strömen und nicht in den einschlußfreien Glaslagen. Sie selbst sind durch Fluidalbewegung nicht in langgestreckte Axiolithe ausgezogen. Diese Tatsache beweist, daß sich diese Sphärolithe erst in der letzten Phase der Gesteinserstarrung gebildet haben.

Alle diese Ausscheidungen gehören der Effusivperiode an. Die Mineralkombination Pyroxen-Plagioklas weist hierbei nicht auf ein glasiges Gestein der sauren Liparitmagmen, sondern auf eins der mehr basischen Augit-Andesitmagmen hin. Der Obsidian muß daher als ein Augit-Andesit-Obsidian bezeichnet werden.

Ein Andesit-Obsidian aus der Südsee wurde bereits von E. Kaiser von der Insel Saipan (Mariannen) beschrieben. Das Stück stammte von Herrn Bezirkshauptmann Fritz, der es alten Ruinen der Insel entnommen hatte. Seine anstehende Herkunft ist deshalb nicht ganz sichergestellt. Mit dem von uns beschriebenen Gesteine scheint dieses Vorkommen aber nicht identisch zu sein. Dasselbe wird als ein mattes schwarzes Gestein beschrieben, das schon makroskopisch wenige kleine Plagioklase und Augite erkennen läßt und mikroskopisch aus einem dichten filzigen Gewebe besteht. Das Gestein der Insel Lou dagegen ist makroskopisch ein glasglänzendes schwarzes Gestein ohne sichtbare Einsprenglinge und mikroskopisch ebenfalls ein typisches Glas mit kleinen, fluidal angeordneten Einsprenglingen. Auch von Neu-Pommern sind glasige Augit-Andesite bekannt, die aber eben-

falls einem etwas anderen Typus angehören (vgl. E. LEHMANN: a. a. O.).

Ein zweites uns übersandtes Gestein der Insel Lou ähnelt äußerlich einem entglasten, felsitischen Obsidian. Mikroskopisch zeigt es einzelne braune Glasreste und ein filziges Gewebe, in welchem nur etwas Magnetit und oft unregelmäßig gestaltete Pyroxene in einer felsitischen, sehr schwach doppelbrechenden Masse zu erkennen sind. Es ist dies eine bei der Erstarrung entglaste, felsitische Modifikation des Augit-Andesit-Obsidians.

---

45. Über den Vulkan Soputan in der Minahassa.

Von Herrn ARTHUR WICHMANN.

Utrecht, den 2. September 1910.

Herr JOH. AHLBURG hat kürzlich einige Mitteilungen über die Insel Celebes gebracht[1]), die außerordentlich fehlerhaft sind, und daher nicht widerspruchslos hingenommen werden dürfen. Ich möchte mich an dieser Stelle darauf beschränken, seine völlig aus der Luft gegriffenen Angaben über den Soputan richtigzustellen, wobei sich zugleich die Gelegenheit bieten wird, einige andere der Aufklärung bedürftige Punkte zu erörtern. Falls überhaupt von einem erschwerenden Umstande noch gesprochen werden kann, so wäre es, daß in dem von Herrn AHLBURG selbst angeführten Werke von P. und F. SARASIN[2]) sich eine ausgezeichnete Darstellung des erwähnten Vulkans findet.

Es heißt bei Herrn AHLBURG: „Im Jahre 1828 flog der ganze Gipfel des damals spitzen Vulkanberges in die Luft, und unter der Einwirkung der Explosion bildete sich ein gewaltiges, tiefes Kraterloch, das sich erst im Laufe des Jahrhunderts durch die nachstürzenden Gesteinsmassen des senkrechten Kraterrandes wieder bis 200 m unter den Kraterrand aufgefüllt hat.“ Da Herr AHLBURG im Jahre 1828 vermutlich

---

[1]) Über den geologischen Aufbau von Nordcelebes. Diese Zeitschrift **52**, 1910, Monatsber., S. *191—202*.

[2]) Materialien zu einer Naturgeschichte der Insel Celebes IV, Wiesbaden 1901, S. 59—60.

noch nicht gelebt hat, so ist es ausgeschlossen, daß er derartige Beobachtungen selbst hat anstellen können. Die Quellen wissen von allen diesen Dingen nichts zu berichten. Nirgends findet sich eine Angabe darüber, daß der Berg einstmals spitz gewesen, nirgends, daß „der ganze Gipfel . . . in die Luft“ geflogen ist. Der einzige bemerkenswerte Ausbruch während des 19. Jahrhunderts erfolgte in den dreißiger Jahren, als der tiefe Krater längst vorhanden war, wie aus den Aufzeichnungen von C. G. C. REINWARDT, der den Soputan als erster im Jahre 1821 bestieg, mit unumstößlicher Sicherheit hervorgeht[1]). Der Bericht über jene Eruption lautet zudem ganz anders, als dies nach den Mitteilungen von Herrn AHLBURG anzunehmen wäre. „Zur Zeit des letzten Ausbruches in 1838, welcher zwei Tage anhielt, wurde eine solche Menge Asche ausgeworfen — die damit vermischte Menge Steine war verhältnismäßig gering —, daß die Sonne ganz und gar verdunkelt wurde. Die Aschenlage zu Amurang erreichte eine Dicke von 4 Zoll, während sich überall hin ein starker Schwefelgeruch verbreitete. Der Ausbruch war von unterirdischem Dröhnen wie Donnerschlägen begleitet, welches seinen Sitz an der Stelle des Fußes des Berges zu haben schien . . . Bei Gelegenheit des letzten Ausbruches wurden Steine, die zwei Männer nicht zu umfassen vermochten, bis auf $1^1/_2$—2 Pfähle[2]) Abstand von dem Krater weggeschleudert. Auf einem Abstand von 9 Pfählen[3]) vom Vulkane erschien die Feuersäule, die dem Vulkan entstieg, eine Höhe von 20 Tepas[4]) zu erreichen.“ Auf Grund dieses von JUNGHUHN zuerst veröffentlichten Berichtes[5]) nimmt man gegenwärtig ziemlich allgemein an, daß der Ausbruch in das Jahr 1838 zu verlegen ist, jedoch wohl mit Unrecht. Wie sich zunächst herausstellt, war sein Gewährsmann, der Sanitätsoffizier C. A. L. PECQUEUR, erst im 2. Quartal 1845 von Batavia nach Menado versetzt worden[6]), so daß er nicht Augenzeuge des Vorfalles gewesen ist. Ein amtlicher Bericht, der Aufschluß geben könnte, scheint niemals veröffentlicht worden zu sein, denn M. TH. REICHE, der die Jahrgänge 1831—40 des „Javasche Courant“ auszog, hat darüber nicht die geringste

---

[1]) Reis naar het vostelijk gedeelte van den Indischen Archipel in het jaar 1821, Amsterdam 1858, S. 571.
[2]) Ein Paal (Pfahl) = 1506,9 m.
[3]) Der Standpunkt des Beobachters wird in Langowan gewesen sein.
[4]) Ein Depa = 1,7 m.
[5]) Java III, Leipzig 1852, S. 848—849 (holl. Ausgabe III, Amsterdam 1853, S. 1290).
[6]) Natuur- en Geneesk. Archief III, Batavia 1846, S. 339—340.

Andeutung gefunden[1]), ebensowenig wie JUNGHUHN in seiner ersten chronologischen Übersicht von einer Tätigkeit des Soputan zu berichten weiß[2]). Zum Überfluß habe ich die in Betracht kommenden Jahrgänge des erwähnten Amtsblattes mit demselben negativen Erfolge einer nochmaligen Durchsicht unterzogen. Im Gegensatz zu PECQUEUR verlegen nun alle übrigen Berichterstatter das in Rede stehende Ereignis in den Anfang der dreißiger Jahre, ohne daß hinsichtlich des Zeitpunktes unter ihnen Übereinstimmung besteht. S. H. DE LANGE, dessen Reise nach der Minahassa, in Gemeinschaft mit seinem Bruder G. A. DE LANGE, vom 23. Januar 1852 bis 20. März 1853 währte, gibt das Jahr 1831 an[3]); N. GRAAFLAND, der sich am 6. März 1851 als Missionar in Sonder niederließ, gibt[4]) ebenso wie ein Anonymus[5]) 1832 an. Endlich findet man bei einem anderen Anonymus die Jahreszahl 1833[6]). Erregt es schon an und für sich Bedenken, daß PECQUEUR mit der Verlegung des Ausbruches in das Ende der dreißiger Jahre ganz allein dasteht, so wird man in dem Zweifel noch durch einige andere Umstände bestärkt. C. W. M. VAN DE VELDE, dem man eine Sammlung vortrefflicher Landschaftsbilder aus dem Archipel zu verdanken hat, besuchte 1839 den Tondano-See. Auf der von ihm verfertigten Abbildung ist der Soputan im Hintergrunde zu gewahren, aber ohne Zeichen irgendwelcher Tätigkeit. Ebensowenig wird einer solchen im Text gedacht[7]). Ferner erscheint es bemerkenswert, daß C. T. HERMANN, der seit dem 17. Dezember 1836 als Missionar in Amurang wirkte[8]), weder in seinen Briefen noch in seinen sonstigen Schriften etwas über den bewußten Ausbruch zu sagen weiß. Vermut-

---

[1]) Berigten over aardbevingen en berguitbarstingen ... van 1831 tot 1840. Natuurk. Tijdschr. Nederl. Indië XVIII, Batavia 1859, S. 245 bis 282.

[2]) Chronologisch overzigt der aardbevingen en uitbarstingen van vulkanen in Neêrland's Indië. Tijdschr. voor Neêrl. Indië, Batavia 1845, I, S. 51—55.

[3]) Berigten betreffende de wetenschappelijke reis in de residentie Menado. Natuurk. Tijdschr. Ned. Indië IV, 1853, S. 166.

[4]) De Minahassa II, Rotterdam 1869, S. 54 (2. Aufl. I, Haarlem 1898, S. 7).

[5]) Fragment uit een reisverhaal. Tijdschr. voor Ned. Indië 1856, II, S. 84.

[6]) De warme bronnen van Passo. Natuur- en Geneesk. Archief III, Batavia 1846, S. 604.

[7]) Gezigten uit Neêrlands Indië naar de natuur geteekend en beschreven, Amsterdam [1847], S. 50, Tab. XXXIX.

[8]) E. T. KRUIJF: Geschiedenis van het Nederlandsch Zendelinggenootschap, Groningen 1894, S. 319.

lich würde er die ihm überaus auffällige Tatsache, daß er durch frisch gefallene vulkanische Asche habe waten müssen, nicht mit Stillschweigen übergangen haben[1]). Nicht minder befremdend erscheint es, daß A. F. van Spreeuwenberg, der den Soputan 1842 bestieg, also zu einer Zeit, in der das Ereignis noch frisch in der Erinnerung hätte liegen müssen, und der überdies in Menado ansässig war, des Ausbruches mit keinem Worte gedenkt. Bei dem geringen Wert, den die Eingeborenen auf Daten legen[2]), hält es schwer, eine Entscheidung darüber zu treffen, welche von den übrigen Jahreszahlen als die richtige anzusehen ist. Ich möchte mich für die Jahreszahl 1833 entscheiden, und zwar weil sie nicht allein die Priorität hat, sondern auch weil der Berichterstatter ein wissenschaftlich gebildeter Mann war, dessen sonstige Angaben sehr zuverlässig sind[3]). Durchaus nicht ausgeschlossen erscheint es übrigens, daß die Jahreszahl 1838 bei Junghuhn auf einem Schreib- oder Druckfehler beruht.

Wie bereits erwähnt, war der tiefe Krater vor 1821 längst vorhanden. Es läßt sich auch nachweisen, daß er seit jener Zeit keine wesentlichen Änderungen — auch nicht durch den Ausbruch von 1833 — erlitten hat. Reinwardt vermochte von seinem Standpunkte am Nordostrande aus die Tiefe nicht zu bestimmen, da er über die Vorsprünge hinweg nicht bis auf den Boden sehen konnte[4]). Leider war der ihn begleitende Zeichner Th. Bik durch Unwohlsein gezwungen, am Fuß des Berges zurückzubleiben[5]), so daß keine Abbildung von seinem damaligen Zustande existiert. Ein Besteiger in den fünfziger Jahren vermochte aus demselben Grunde wie Reinwardt die

---

[1]) Erst recht müßte dies der Fall gewesen sein, falls die von anderer Seite gemachte Angabe, daß die Aschenschicht eine Mächtigkeit von 1 Faden erreicht hätte, zuträfe. (Tijdschr. voor Nederl. Indië 1856, II, S. 84.)

[2]) Aus diesem Grunde ist auch der Angabe von S. H. Koorders (Verslag eener botanische dienstreis door de Minahassa, Batavia 1898, S. 79), nach der ein 70 jähriger Mann sich im Jahre 1895 noch eines Ausbruches im Jahre 1832 zu entsinnen vermochte, von geringem Wert.

[3]) Der Verfasser war seiner eigenen Angabe nach Arzt. Er war ferner am 8. Februar 1845 Zeuge eines schwachen Ausbruches des Soputan. Der einzige, damals in der Minahassa anwesende Arzt war der Sanitätsoffizier C. M. Lenz, der im 2. Quartal desselben Jahres nach Batavia zurückkehrte und daher als Verfasser des kleinen Aufsatzes anzusehen ist. (Natuur- en Geneeskundig Archief III, Batavia 1846, S. 346.)

[4]) C. G. C. Reinwardt: a. a. O., S. 571.

[5]) Aanteekeningen nopens eene reis naar Bima, Timor, de Moluksche eilanden . . . Tijdschr. voor Ind. T. L. en Vk. XIV, Batavia 1864, S. 169 bis 170.

Tiefe nicht zu bestimmen[1]). F. RINNE, der den Berg 1899 bestieg, sagt, daß der Krater wohl an 400 m im Durchmesser breit und an 250 m tief sei, fügt aber hinzu: „Seine ganze Tiefe konnte man nicht ermessen, da unten steil abstürzende Wände den Schlund verdecken[2]). S. H. KOORDERS, der 1895 oben war, schätzt ebenfalls die Tiefe auf 250 m[3]). Eine Ausnahme macht H. BÜCKING, der auf Grund eigener Beobachtungen im Jahre 1898 zu der Schätzung einer Tiefe von 60 m gelangte[4]). P. und F. SARASIN, die sich selbst einer Angabe enthalten, halten diese Zahl für zu niedrig (a. a. O., S. 65). Kleine Veränderungen, bedingt durch die andauernd wirkende Erosion und befördert durch die unausgesetzte Solfatarentätigkeit, können nicht geleugnet werden, sind aber nicht imstande gewesen, das im Jahre 1821 gegebene Bild zu verwischen. PECQUEUR sagt allerdings, daß der Krater bei jedem Ausbruch eine neue Gestalt erhalte und dabei größer werde. Aus eigener Anschauung weiß er das jedenfalls nicht. Sollte er derartige Angaben von Eingeborenen erhalten haben, so dürften sie sich mindestens ebensogut auf die Solfataren am Nordfuß beziehen können.

Herr AHLBURG beschließt seine Mitteilungen über den Soputan mit den folgenden Worten: „Noch vor einigen Jahren ereignete sich ein neuer Ausbruch; bei diesem ganz unvermuteten Ausbruche trat in der Senke zwischen Soputan und Kelelondei eine gewaltige Lavamasse aus, die noch heute im Innern glühend ist und in Bewegung zu sein scheint. Dieser Lavaausbruch ist um so bemerkenswerter, als größere Lavaergüsse in der Minahassa wie überhaupt im Indischen Archipel zu den Seltenheiten gehören.“ Was es mit dieser „gewaltigen Lavamasse“ auf sich hat, mögen die folgenden Untersuchungen ermitteln.

Am 2. Februar 1901 erfolgten heftige Stöße in der Abteilung Tondano in der Minahassa, die sich in den folgenden Tagen wiederholten. Im Zusammenhang mit ihnen wurde über eine lebhafter einsetzende Tätigkeit des Soputan berichtet, mit der Einschränkung jedoch, daß der eigentliche Kegel keine

---

[1]) Fragment uit een reisverhaal, a. a. O., S. 87.

[2]) FRITZ und ELSE RINNE: Kasana, Kamari, Hannover und Leipzig 1900, S. 132. — F. RINNE: Skizzen zur Geologie der Minahassa. Diese Zeitschr. **52**, 1900, S. 334.

[3]) Verslag eener botanische dienstreis door de Minahassa. Mededeelingen van ’s Lands Plantentuin, Nr. XIX, Batavia 1898, S. 19.

[4]) Beiträge zur Geologie von Celebes. PETERMANNS Mitteil. **45**, 1899, S. 255.

Änderung seines Zustandes zeigte, und nur an seinem Nordfuß neue Schlammquellen entstanden seien, sowie daß sich zwischen der Solfatare Walelang und dem Kelelondé-Rücken 22 Spalten gebildet hätten. Nach einem anderen, vom 14. Februar datierten Berichte war aus diesen neugebildeten Öffnungen Asche ausgeworfen worden; auch hätte man eine Rauchsäule bemerkt[1]). Nähere Angaben verdankt man dem Bergingenieur M. Koperberg, der das Ausbruchsgebiet Anfang März aufsuchte[2]). Aus seinen Mitteilungen erhellt, daß es sich lediglich um Schlammausbrüche einer 400 m oberhalb der Solfatare Rumerèga, im Quellgebiet des Baches Pentu liegenden Solfatare handelte[3]). Es war unmöglich, bis in die unmittelbare Nähe des Pfuhles vorzudringen; doch war durch die gewaltige Dampfwolke hindurch zu beobachten, daß der kochende Schlamm wohl einige Meter hoch aufspritzte. Ferner waren die Wände der Schlucht etwa 250 m stromauf- wie stromabwärts mit Schlamm und Steinen bedeckt, woraus mit Recht geschlossen wurde, daß die Ausbrüche anfänglich nicht allein weit lebhafter gewesen, sondern wiederholt stattgefunden haben müssen, da sonst — mitten in der Regenzeit — die Spuren dieser Tätigkeit längst ausgetilgt worden wären[4]).

In den Jahren 1906 und 1907 hat eine Wiederholung dieser Ereignisse in demselben Gebiete stattgefunden. Am 17. Juni 1906 erfolgte ein Schlamm- und Aschenregen, und zwar an dem nämlichen Tage, als die ganze Minahassa durch ein heftiges, wellenförmiges Beben erschüttert wurde. Vier Tage später suchte ein eingeborener Schulmeister die Stätte auf und fand einen neuentstandenen „Krater“ etwa 800 m oberhalb der Ausbruchsstelle vom Jahre 1901, mit einem Flächeninhalt von gegen $^1/_4$ Bouw (1774 qm). Obwohl an ein Näherkommen nicht zu denken war, konnte er beobachten, daß „glühender“ Sand und Steine ausgeworfen wurden, von Lava aber keine Spur.

---

[1]) Vulkanische verschijnselen en aardbevingen in den Indischen Archipel waargenomen gedurende het jaar 1901. Natuurk. Tijdschr. Ned. Indië **62**, 1903, S. 70.

[2]) Geologische en mijnbouwkundige onderzoekingen in de residentie Menado gedurende het jaar 1901. Jaarboek van het Mijnwezen **31**, 1902, S. 147—148. — Verslag van het Mijnwezen over het 1e kwartaal 1901, Batavia, S. 13.

[3]) Diese Solfatare ist zuerst von S. H. Koorders (a. a. O., S. 11) beschrieben worden.

[4]) M. Koperberg erwähnt noch ausdrücklich, daß er 1901 an dem eigentlichen Soputan-Krater nicht allein keine erhöhte Tätigkeit bemerken konnte, sondern daß sie sogar schwächer war als gelegentlich einer früheren Besteigung am 13. Mai 1899.

Wie schließlich A. LIMBURG erwähnt, rauchte auch die von KOPERBERG erwähnte Solfatare und außerdem eine Stelle am Westfuß des Soputan[1]).

Der Juni 1907 war wiederum ein erdbebenreicher Monat für die Minahassa. Aus Amurang wurde berichtet, daß am 5. dem 1906 entstandenen Krater mächtige Rauchwolken entstiegen. A. LIMBURG gibt an, daß diese Tätigkeit am 7. wieder einsetzte, und daß am 25., nach einem an diesem Tage beobachteten Erdbeben, nochmals ein Aufflackern zu bemerken war[2]). Seitdem scheinen sich diese Erscheinungen nicht wiederholt zu haben.

Es ist daran zu erinnern, daß es bereits in dem Bericht über den in den dreißiger Jahren stattgehabten Ausbruch heißt, daß das unterirdische Dröhnen seinen Sitz an dem Fuß des Berges zu haben schien, und daß sich überall hin ein starker Schwefelgeruch verbreitete. Ich gewinne daraus den Eindruck, als ob bei jener Eruption, die keinen nennenswerten Schaden anrichtete, der Hauptsache nach eine der am Nordfuß des Soputan liegenden Solfataren in Tätigkeit trat. Im Gefolge des Bebens am 8. Februar 1845 sollen Flammen dem Soputan entstiegen sein, an welcher Stelle, wird nicht gesagt. Wir wissen aus ähnlichen Erscheinungen auf Java und Sumatra, daß die im Zusammenhange mit Solfataren auftretenden Schlammquellen sehr empfindlich auf Erdbeben reagieren, und daß ihre bei Ausbrüchen gelieferten Aschen, soweit sie der Untersuchung zugänglich waren, aus andesitischen Zersetzungsprodukten, aber nicht aus zerstäubter Lava bestanden.

---

46. Nochmals die Plänerschotter.

Von Herrn A. VON KOENEN.

Göttingen, den 2. August 1910.

In den mir soeben zugegangenen Monatsberichten Nr. 5/6 finde ich einen Brief des Herrn GRUPE „das Glazialdiluvium und die Plänerschotter des Leinetals“, worin er Widerspruch

---

[1]) Vulkanische verschijnselen en aardbevingen . . . . gedurende het jaar 1906 waargenomen. Natuurk. Tijdschr. Ned. Indië **67**, Batavia 1908, S. 55—58.

[2]) Vulkanische verschijnselen en aardbevingen . . . . gedurende het jaar 1907 waargenomen. Natuurk. Tijdschr. Ned. Ind. **68**, 1909, S. 120.

erhebt gegen meine kurze Zurückweisung seiner langen Ausführungen in Nr. 12 dieser Monatsberichte pro 1909 über das Alter der Plänerschotter, die ich von den Terrassenschottern scharf getrennt habe.

Wenn er jetzt sagt, er „könne nicht einsehen, daß die auf beiden Seiten am Rande der Talaue als gleich hohe Terrassen entwickelten Schotter auf der linken Talseite jungdiluvial, auf der rechten, östlich Gronau, bei Eimsen und Wettensen präglazial oder frühglazial sein sollen", so kann ich nur nochmals bedauern, daß Herr GRUPE über diese Verhältnisse Ansichten äußert, ohne sie selbst näher untersucht zu haben. Die Plänerschotter liegen bei Eimsen und in Wettensen nicht in gleichem Niveau wie die Terrassenschotter der linken Talseite, sondern 15—20 m über der Talsohle und sind am Tal, ebenso wie bei Gronau, durch die Talerosion abgetragen; sie sind recht verschieden von den am Gehänge angelagerten, meist durch Lehm verhüllten, deutlicher geschichteten Flußschottern.

Die bezüglichen Folgerungen des Herrn GRUPE über das Alter der Plänerschotter beruhen daher auf unrichtigen Annahmen und sind somit unbegründet, so daß ich meine Ansichten über die Plänerschotter aufrecht erhalten muß.

Weit weniger wichtig ist für mich die Behauptung des Herrn GRUPE, daß die Leineterrasse großenteils von einer Grundmoräne bedeckt sei. In seinem ersten Aufsatz hatte er die von MENZEL gut beschriebenen und richtig gedeuteten oberen tonigen Schichten in den Kiesgruben nordwestlich von Gronau als Grundmoräne angeführt. Dies trifft aber nicht zu; es sind „verlehmte Schotter" oder „Abschwemmassen". Jetzt wird noch als Beweis eine große, erst in den letzten Jahren sehr erweiterte Kiesgrube etwa 1000 m nordwestlich von dem Bahnhof Alfeld angeführt, in welcher jetzt auf über 100 m Länge völlig ungestörte, großenteils ebenschichtige Terrassenschotter anstehen und darüber die fragliche Grundmoräne, welche sich nach Osten ganz auskeilt und von Lehm bedeckt ist. Der Terrassenschotter liegt aber so regelmäßig, daß es sehr fraglich erscheint, ob jemals Gletschereis darüber hinweggegangen sein kann, und die darüber folgende Grundmoräne könnte füglich auch als Abschwemmasse gedeutet werden. In den näher bei Alfeld liegenden alten Kiesgruben finden sich im Terrassenschotter Einlagerungen von dunklem, zähem Ton, welcher früher, wohl irrig, als Bänderton gedeutet worden ist. Solcher Ton, unregelmäßig mit Schotter vermengt, könnte diese Abschwemmasse geliefert haben.

---

47. Salinare Spalteneruption gegen Ekzemtheorie.

Von Herrn R. LACHMANN.

Waldenburg i. Schles., den 8. Juli 1910.

In der Aprilsitzung unserer Gesellschaft hat Herr Dr. E. HARBORT die Vorstellung von der tektonischen Entstehung der norddeutschen Salzstöcke in zwar sehr extremer, aber ebenso prägnanter Weise vorgetragen[1]. Weil im Anschluß daran meine chemisch-physikalischen Deutungen[2] angegriffen werden, und ich in einer ausführlichen historischen Behandlung des Problems[3] nicht mehr auf diesen Vortrag Bezug nehmen konnte, soll im folgenden kurz auf diese Darlegungen eingegangen werden.

Man mache sich einmal die Tragweite dieser Ideen an dem auf S. *333* in Fig. 2 beigegebenen Profil durch die Bohrungen bei Rolfsbüttel klar. Wir sollen uns in einer Zeit nach Ablagerung des Albiens und vor Transgression des Senons einen tektonischen Sattel ausgebildet denken, welcher bei einer Breite von ca. 2 km einige 100 m über die heutige Erdoberfläche herausgeragt hat, wie eine Rekonstruktion des Profils ergibt. Dieser im weiten Flachland ganz für sich allein aufragende Sattel platzte oben zu einer nicht weniger als anderthalb Kilometer breiten Spalte[4], in welche nun nicht etwa von oben die Schichten hineinsinken, sondern in welcher von unten her aus kolossalen Tiefen der permische Salzbrei herausquillt. Da die salinare Eruptionsspalte dicht unter der Oberfläche noch $1\frac{1}{2}$ km breit geklafft haben soll, so ist nicht einzusehen, warum sich die Salzlava nicht deckenförmig über Tage ausgebreitet hat[5].

---

[1]) E. HARBORT: Zur Geologie der nordhannoverschen Salzhorste. Diese Zeitschr. 1910, S. *326* ff.

[2]) Über autoplaste Formelelemente usw. Diese Zeitschr. 1910, S. *113* ff.

[3]) R. LACHMANN: Der Salzauftrieb. Geophysikalische Studien über den Bau der Salzmassen Norddeutschlands. Erste Folge. Halle 1910.

[4]) Bei Lüneburg und Ain Hadjera (Algier) würde diese „Spalte“ aus einem kreisrunden Loch von über 1 km Durchmesser bestehen!

[5]) In der Tat hat bereits 1851 FR. A. VON ALBERTI bei seiner auf ähnlichen Vorstellungen aufgebauten „Akromorphen“-Theorie diese sonderbare Konsequenz gezogen. Vgl.: Der Salzauftrieb S. 10—18.

Diese auf die Spitze getriebenen plastizitätstektonischen Anschauungen können nun unmöglich die Grundlage bilden für die Analyse des norddeutschen Tiefland-Felsgerüstes. In demselben Niveau, in dem durch Tangentialdruck die Salzmassen verflüssigt sein sollten, suchen wir in den Kreideschichten vergebens nach den Wirkungen eines, wenn auch noch so geringen, horizontalen Faltungsdruckes. Der Salzstock ist meilenweit von ungestörten Schichten umgeben, und die an ihm erfolgte Aufrichtung der Kreide weist in mechanischer Hinsicht nicht auf antiklinale Faltung, sondern auf Schleppung und Senkung. Vor allem aber widerstrebt es unserer lebendigen Anschauung, diese Steinsalzmassen, deren gewaltige innere Standfestigkeit uns ein Blick in jedes Salzbergwerk beweist, an dieser Stelle, nicht etwa in ungeheuren Tiefen — wie es die HEIMsche Theorie von der latenten Plastizität postuliert, sondern nur wenige 100 m unter der senonen Erdoberfläche oder gar über Tage — als flüssigen Körper zu denken wie ein vulkanisches Magma.

Das Steinsalz ist als Gebirge bei wirklichen mechanischen Beanspruchungen ein eminent spröder Körper, und die Ekzemtheorie weist den logischen Fehler nach, der sich bei der Übertragung der interessanten RINNEschen Experimentalergebnisse auf die Verhältnisse in der Natur eingeschlichen hat; sie legt nur eine Eigenschaft des Steinsalzes zugrunde, welche es unter allen Umständen vor den sonstigen Baustoffen der Erdkruste auszeichnet, nämlich seine leichte Löslichkeit; sie versucht nicht, wie HARBORT S. *339* meint, durch Volumenvermehrung, etwa wie bei der Bildung von Gips aus Anhydrit, das Heraustreiben von Salzstöcken zu erklären, sondern durch ein langandauerndes, gesetzmäßig wirkendes und wieder unterbrochenes Widerspiel von kontinentalen Senkungen der Erdhaut und vertipolaren Wanderungen der Salzmassen (Ekzeme).

Schon das Vorkommen des nach der HARBORTschen Profilzeichnung ca. 100 m mächtigen Gips- und Anhydrithutes macht der tektonischen Theorie außerordentliche, vielleicht unüberwindliche Schwierigkeiten. Daß die horizontale Hutplatte schon innerhalb des Salzganges im Kreidehügel vor der senonen Transgression ausgebildet war, ist auf Grund nachfolgender Erwägung ausgeschlossen: Da für die Mächtigkeit der Hutplatte nur die Residuen des Salzgebirges und nicht die verkittenden Zusätze in Frage kommen, da ferner die vorliegenden Zechsteinschichten auf 100 m Steinsalz 5—6 m Anhydrit enthalten, so müßte der Gangteil, dessen Residuen dieser Hut darstellen soll, noch fast 2000 m über den heutigen Ausbiß

hinausgeragt haben. Man wird aber doch zugeben, daß die Existenzmöglichkeit eines so beschaffenen Kreidegebirges von alpinen Höhendimensionen, nur aus einer isolierten Antiklinale bestehend und so hoch wie breit, unbedingt negiert werden muß und auch dem Profil widerspricht. Und dabei müßte noch die präsenone Erosion bei Einnivellierung dieses phantastischen Faltungsgebildes just über den Gips-Gangresiduen halt gemacht haben, und ebenso in Fallersleben die Keupererosion, in Walbeck diejenige vor Ablagerung der Münder Mergel! Bei Hänigsen spielt das Tertiär über Anhydrit und bei Wietze das Diluvium die gleiche Rolle.

Kann somit vor der senonen Transgression die Bildung der fraglichen Hutmassen nicht erfolgt sein, so ist während derselben eine submarine Ausscheidung — und nun gar von Anhydrit — einfach indiskutabel.

Nach der Ekzemtheorie sind im vorliegenden Falle die Anhydritmassen zur Ablagerung gekommen seit der Zeit der senonen Transgression, welche über blankes Steinsalz erfolgte. Die Durchwässerung der senonen Schichten regte nach dem chemisch-physikalischen Prinzip der „recristallisation" (VAN HISE) den Salzauftrieb an, bei welchem unter der senonen Decke eine Absonderung des schwerlöslichen Calciumsulfats erfolgte, dessen Mächtigkeit uns als Beweis dafür gilt, daß seit der Transgression der oberen Kreide ein liegendes Steinsalzprisma von etwa 2000 m Dicke nach Auftrieb gelöst wurde.

Endlich sucht HARBORT die Bedeutung der von FULDA als „Salzspiegel" bezeichneten Gleichgewichtsebene dadurch herabzumindern, daß erhebliche Niveaudifferenzen vorkommen sollen bei diesen Flächen, unter denen durchweg mit Bohrungen und Schächten das Steinsalz horizontal angefahren wird. Nach meinen bisherigen Ermittelungen beträgt die höchste Differenz Thiede-Lübtheen noch keine 300 m, und was will das besagen bei einem Phänomen, das sich auf ein Gebiet von Frankenhausen bis Verden und Hohensalza erstreckt! Auch z. B. in der Schweiz bildet die Horizontbeständigkeit der Salzmassen ein besonderes Problem[1]. Ein Problem, das bei uns um so weniger durch natürlichen Ausbiß zu erklären ist, weil in diesem Niveau nicht nur die Kreide, sondern auch ältere mesozoische Schichten, Tertiär und Diluvium mit großer Regelmäßigkeit und teilweise unmittelbar beieinander (Allertal) das Zechsteinsalz überlagern.

---

[1]) VERLOOP: Nordschweizerische Salzlager. Diss. Basel, 1909.

Wenn man die Schwierigkeit einer Erklärung dieser Tatsachen auf rein geologischem Wege zugesteht — und um zu diesem Zugeständnis zu kommen, bedarf es nur eines Hinweises auf die wohl kaum gefundene, jedenfalls gesuchte Lösung des Allertalproblems durch SCHMIERER[1]) — und mit einem Physiker über das Phänomen spricht, so wird man, wie es auch mir ergangen ist, seiner sofortigen Vermutung begegnen, daß man es mit einem chemisch-physikalischen Gleichgewicht zu tun hat, und es steht zu hoffen, daß die Deutung dieses Gleichgewichts, welche in der zitierten Abhandlung in einer späteren Fortsetzung ausgeführt werden soll, im großen und ganzen die Zustimmung der Berufenen erlangen oder bessere physikalische Deutungen veranlassen wird.

Es sei noch erlaubt, im Anschluß an den letzten HARBORTschen Einwurf einen Vergleich auszuführen, der vielleicht imstande ist, für ein Weiterforschen im Sinne der neuen Behandlungsart zu werben.

Bei tieferem Eindringen in die chemisch-physikalischen Probleme der Deformation der Salzlagerstätten mehren sich die Vergleichspunkte zwischen den autoplasten Bewegungserscheinungen von großen Salzmassen und Eismassen[2]). So wie die Gletscherbewegung reguliert wird durch das Gefälle der akkumulierten Schneemassen nach dem Schmelzbezirk hin, so wird die Salzmassenbewegung bestimmt durch den Salzauftrieb, welcher die salinischen Sedimente aus der Zechsteinzeit der Grundwasserlösung und dem Kreislauf des Meeres zurückgibt. Der physikalische Bewegungsprozeß wird „Regelation“ beim Eis, der vollkommen analoge Vorgang „Rekrystallisation“ beim Salz genannt. Den Gletschern entsprechen die Ekzeme, dem Gletscherende der Salzspiegel. Das letztere sind die Gleichgewichtsebenen, in denen sich Stoffzufuhr und Lösung bzw. Schmelzung paralysieren. Auch treten bei gewissen gesetzmäßigen Erweiterungen von Ekzemen Kontaktschliffe am Nebengestein und Verfrachtungen von Nebengesteinsbrocken im auftreibenden Salz ein, welche den Vergleich mit Gletscherschliffen und Grundmoränen geradezu herausfordern. Nach dem Auftrieb solcher schuttgetränkten Salzmassen kommt das unlösliche Nebengestein über dem Salzspiegel genau in der Form der Blockpackung bei Endmoränen

---

[1]) TH. SCHMIERER: Zur Tektonik des oberen Allertals. Diese Zeitschr. **61**, 1909, Monatsber. S. *512* ff.

[2]) Diese Analogie hat bereits 1852 ein österreichischer Salinenbeamter namens FOIHT zur Erläuterung der Lagerungsverhältnisse in den siebenbürgischen Salzstöcken herangezogen.

zur Ablagerung. Die derart gebildete, sagen wir einmal „salinare Endmoräne“, welche man beim Abteufen des Schachtes „Deutschland“ bei Hannover durchfahren hat, besaß über 150 m Mächtigkeit!

Im Rahmen dieses Bildes würden die HARBORTschen tektonischen Anschauungen etwa besagen, daß man den Gletscherfluß durch einen Druck der einschließenden Felswände auf das plastische Gletschereis erklären müsse, und die Deutung des Salzspiegels durch natürlichen Ausbiß würde, glazialphysikalisch ausgedrückt, etwa besagen, daß die Lage der meisten Gletscherenden zwischen 2000 und 2500 m in den Alpen lediglich durch die Erosion der Flußsysteme hervorgerufen wird.

---

48. Schlußwort zur LEPSIUSschen Kellerwald-Kritik.

Von Herrn A. DENCKMANN.

Zurzeit Siegen, den 25. August 1910.

Im Heft 3[1]) dieser Monatsberichte habe ich nachgewiesen, daß R. LEPSIUS hinsichtlich meiner Arbeiten über das Silur des Kellerwaldes usw. die Berechtigung zu einer Kritik[2]) zu haben geglaubt hat,

1. ohne sich der Mühe unterzogen zu haben, die einschlägige Literatur, namentlich meine speziellen Arbeiten über das Silur, kennen zu lernen;
2. ohne den Kellerwald, der im wesentlichen in Frage kommt, auch nur oberflächlich zu kennen;
3. ja, ohne darüber orientiert gewesen zu sein, welche Tiergattungen in silurischen Sedimenten vorkommen dürfen, und welche nicht! —

Wenn jemand, der den stolzen Titel des Vaters einer „Geologie von Deutschland“ für sich in Anspruch nimmt, sich

[1]) R. LEPSIUS: Über DENCKMANNS Silur im Kellerwalde, im Harze und im Dillgebiete. Eine Entgegnung von A. DENCKMANN, a. a. O., S. *221—227*.

[2]) Über DENCKMANNS Silur im Kellerwalde, im Harze und im Dillgebiete. Notizblatt des Vereins für Erdkunde. Darmstadt. IV. Folge, Heft 29. 1908. S. 26ff.

bei seinen Ausfällen gegen Fachgenossen derartige Blößen gibt, so sollte man meinen, er hätte hinreichende Veranlassung, sich über die goldenen Brücken zurückzuziehen, die ihm durch die rein sachliche Behandlung der Angelegenheit von seiten des Gegners gebaut worden sind. R. LEPSIUS denkt anders hierüber. Er schüttelt die erhaltenen Schlappen von sich ab und dreht den Spieß einfach um, indem er den ihm von mir gemachten Vorwurf zurückschleudert, daß mit allgemeinen Redewendungen nicht die Lebensarbeit eines ernsthaften Geologen aus der Welt geschafft werden kann. Derselbe R. LEPSIUS beschränkt im übrigen seine Replik[1]) im wesentlichen darauf, daß er das früher Behauptete erneut behauptet oder, unter vorsichtiger Verwertung einiger der ihm erteilten Zurechtweisungen, paraphrasiert. Meinem persönlichen Geschmacke widerstrebt es, auf diese Kampfesweise einzugehen. Ich beschränke mich darauf, einige sachlich wesentliche Punkte aus der LEPSIUSschen Replik herauszugreifen, zu denen mir der Vorstand der Deutschen Geologischen Gesellschaft freundlichst ein Schlußwort gestattet. Im übrigen werden mir einige neue Aufschlüsse im Kellerwald-Silur demnächst Gelegenheit geben, auf die Sache erneut einzugehen.

1. Zunächst ist es nötig, nochmals auf einige wichtige Daten der Geschichte des Bruchberg-Quarzits und des Wüstegarten-Quarzits zurückzukommen, mit der sich LEPSIUS anscheinend immer noch nicht befreunden kann.

Der Bruchberg-Quarzit ist von F. A. RÖMER als Carbon aufgefaßt worden. Der als stratigraphischer Petrograph äußerst feinfühlige WUERTENBERGER hat die Identität beider Sedimentfolgen zuerst erkannt und hat dem Quarzite des Wüstegartens im Kellerwalde RÖMERS stratigraphische Deutung des Harzer Quarzits gegeben. K. A. LOSSEN hat auf Grund seiner umstürzenden, aber unzulänglichen Unterharz-Stratigraphie dem Bruchberg-Quarzite seine stratigraphische Stellung über dem „Haupt-Quarzit“ gegeben, hat ihn also in das Hangende der Oberkoblenz-Fauna des Unterharzes verlegt.

M. KOCH hat nachgewiesen, daß der Bruchberg-Quarzit von Ilsenburg in Form der Überschiebung die Oberkoblenz-Fauna und die tief unterdevonische „Hercyn“-Fauna des Klosterholzes überlagert, daß er also älter sein muß als die beiden genannten Faunen. Über meinen und ERDMANNSDÖRFFERS

[1]) R. LEPSIUS: Nochmals das Silur im Kellerwalde. Diese Monatsberichte 1910. S. *573—574*.

Anteil an der Geschichte des Bruchberg-Quarzits verweise ich auf die Darstellung ERDMANNSDÖRFFERS[1]).

K. A. LOSSEN, M. KOCH, DENCKMANN, BEUSHAUSEN, ERDMANNSDÖRFFER, sie alle haben WUERTENBERGERS Identifikation des Bruchberg-Quarzits mit dem Quarzit des Wüstegartens im Kellerwalde anerkannt. (LEPSIUS macht hierin eine Ausnahme, ohne seine abweichende Auffassung wissenschaftlich zu begründen.) Keiner von den genannten Autoren hat beweisende Faunen in diesem Quarzite nachgewiesen. Wie kommt nun aber R. LEPSIUS dazu, zu verlangen, daß die fraglichen Quarzite „als devonisch bestehen bleiben"? Wenn jemand, wie LEPSIUS in seinen neuesten kritischen Eingriffen tut, sich mit dem Prinzip zu decken sucht, daß nur beweisende Petrefaktenfunde zur Änderung einer einmal in die Literatur eingeführten Auffassung berechtigen, so muß er doch konsequenterweise den Bruchberg-Quarzit nicht nach der LOSSENschen Auffassung benennen, sondern nach der F. A. RÖMERschen. Er muß also verlangen, daß der fragliche Quarzit als carbonisch aufgefaßt wird. Ich muß gestehen, daß mir die kühne Idee F. A. RÖMERS, den Quarzit als (nach unseren heutigen Begriffen diskordant aufgelagertes) jüngeres Carbon aufzufassen, nicht wenig imponiert hat, zumal da ähnliche Gesteine im flözleeren Sandstein der Gegend von Aachen usw. tatsächlich nachgewiesen sind. Bis zu einem gewissen Stadium meiner Untersuchungen im Kellerwalde war hier eine Möglichkeit gegeben, den Quarzit anderswo als in der Unterlage des Devons unterzubringen.

Daß der Bruchberg-Quarzit in das von RÖMER richtig erkannte, durch LOSSEN usw. wieder völlig verwirrte Devon-Profil der Grenzgebiete zwischen Ober- und Unter-Harz nicht hineinpaßt, das hat der große FRIEDRICH ADOLPH sehr richtig erkannt, und das muß jedem einleuchten, der in die Stratigraphie des Harzes wirklich eingedrungen ist.

2. Immer wieder ertönt bei R. LEPSIUS das Lied von der Unzulänglichkeit der Aufschlüsse im Kellerwalde. Dabei entwickelt er aufs neue das bereits in seiner ersten Streitschrift bekundete persönliche Mißgeschick, daß er wider Willen seine völlige Unkenntnis der einschlägigen Literatur verrät, je weiter er sich auf erneute Replik einlassen zu müssen glaubt. Am Schlusse seiner Replik sagt LEPSIUS wörtlich folgendes: „. . Zweitens aber daher, und zwar hauptsächlich,

---

[1]) O. H. ERDMANNSDÖRFFER: Zur Stratigraphie des Bruchberg-Ackersilurs im Oberharze. Diese Monatsberichte 1910, Nr. 3, S. *227—230.*

daß die außerordentlich starken und häufigen Überschiebungen, Auswalzungen und Verquetschungen[1]) des präcarbonischen Faltengebirges, wie wir sie aus den guten Aufschlüssen im Harze kennen, nicht erkannt und auf keine Weise auf längere Strecken hindurch verfolgt werden können."

Als ich diesen Satz las, geriet ich doch einigermaßen außer Fassung. Also dem Verfasser der „Geologie von Deutschland" ist nichts davon bekannt, daß die Fortschritte, die die Stratigraphie und die Tektonik des Palaeozoicums im rheinischen Schiefergebirge und im Harze in den neunziger Jahren des vorigen Jahrhunderts gemacht haben, nicht unwesentlich auf den Resultaten von Arbeiten[2]) beruhen, denen das speziellste Studium und die spezielle Kartierung (im Maßstabe 1:5000) der wundervollen Aufschlüsse einiger im Kellerwalde gelegenen Gebiete zugrunde liegen. Dem Autor der „Geologie von Deutschland" ist es unbekannt geblieben, daß ich der erste bin, der die Schuppenstruktur in einem speziellen paläozoischen Gebiete Deutschlands, nämlich im Kellerwalde, in wundervoll klaren Aufschlüssen auf speziellster geologischer Karte und vermittelst intensivster paläontologischer Beweise[3]) nachgewiesen hat. Es ist ihm unbekannt geblieben, daß meine Resultate die fruchtbare Anregung gegeben haben zum eifrigen Suchen und Auffinden von ähnlichen tektonischen Verhältnissen in den dem Kellerwalde analog gebauten Gebieten des übrigen Rheinischen Schiefergebirges und des Harzes! —

Angesichts der ungeheuerlichen Blöße, die Lepsius sich hier gegeben hat, ist es vielleicht gestattet, folgenden Verdacht auszusprechen: R. Lepsius hat einen Teil seiner Kenntnis der Literatur des deutschen Palaeozoicums nicht aus den Original-Quellen geschöpft, sondern aus Emanuel Kaysers Geologischer Formationslehre.

---

[1]) sic! . . . (Anmerkung des Verfassers.)

[2]) A. Denckmann: Zur Stratigraphie des Oberdevons im Kellerwalde und in einigen benachbarten Devongebieten. Jahrbuch der Geologischen Landesanstalt 1894.

Hierzu eine Karte der devonischen Kalke von Wildungen im Maßstabe 1:20 000. Vergleiche auch die Blätter Kellerwald und Gilserberg. Lieferung 116 der geologischen Spezialkarte von Preußen.

[3]) Vergleiche die auf der zitierten Karte des Wildunger Devons eingetragenen Fundpunkte von leitenden Versteinerungen.



Erklärung zu der Texttafel zu S. 526.

Naosaurus Credneri JKL.
aus dem Mittleren Rotliegenden von Nieder-Häßlich bei Dresden.

Etwa $^{3}/_{4}$ natürlicher Größe.

Original in der Königlich Sächsischen Geologischen Landesanstalt in Leipzig.



Naosaurus Credneri JKL.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.



S

Monatsberichte

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Nr. 11. **1910.**

Protokoll der Sitzung vom 2. November 1910.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und erteilt Herrn JAEKEL das Wort zu seinem Vortrage.

Herr **O. JAEKEL**-Greifswald sprach **über ein diluviales Bruchsystem in Norddeutschland.**

Die Steilküste von Rügen zwischen Saßnitz und Stubbenkammer bildet ein viel umstrittenes Problem der Geologie Norddeutschlands. Bekanntlich ist dort die oberste Kreide, deren Schichtung durch Feuersteinbänke scharf gekennzeichnet ist, nicht horizontal und regelmäßig gelagert wie z. B. an der Südküste Englands, sondern in eine lange Reihe von Schollen zerstückelt, an deren Grenzflächen Diluvialschichten spitzwinklig eingekeilt sind. Die Frage war nun, ob diese Störungen tektonischer Art seien, oder ob sie durch den Druck des Inlandeises bewirkt seien. Ein Teil der Autoren, wie v. HAGENOW, BOLL, v. KOENEN, RUD. und HERM. CREDNER, nahmen im wesentlichen tektonische Ursachen zur Erklärung der Störungen an, während diese von JOHNSTRUP, BEHRENDT, WAHNSCHAFFE, GEIKIE, PHILIPPI und anderen wesentlich auf den Eisdruck zurückgeführt werden, oder noch andere, wie COHEN, DEECKE, BALTZER, für eine Kombination beider Faktoren eintraten.

Während die meisten der genannten Autoren die ziemlich komplizierten Lagerungsverhältnisse nur nach dem Besuch einzelner Stellen des Profils beurteilt hatten, war E. PHILIPPI[1]) zuletzt eifrig bemüht gewesen, alle in Betracht kommenden Aufschlüsse in Jasmund zu studieren und das Problem gründ-

[1]) E. PHILIPPI: Die Störungen der Kreide und des Diluviums auf Jasmund und Arkona (Rügen). Zeitschr. f. Gletscherkunde I, 1906, S. 1. (Hier ist auch die Literatur über diese Frage zusammengestellt.)

lich abzuhandeln. Auf dieser breiteren Grundlage erlangten seine Ergebnisse besonderen Wert und schienen seiner Ansicht gemäß tektonische Fragen in der Beurteilung der Profile gänzlich auszuschalten. Die ganze Erscheinung konnte lediglich als gigantische Wirkung des Inlandeises erscheinen.

Die Nähe von Greifswald ermöglichte mir, seit 4 Jahren die in Betracht kommenden Aufschlüsse in Rügen und Vorpommern regelmäßig zu besuchen und auch ihre Veränderungen ständig zu kontrollieren, sowie auch das Steilufer der dänischen Insel Möen zum vergleichsweisen Studium heranzuziehen. Ich muß mich an dieser Stelle darauf beschränken, die Ergebnisse dieser Beobachtungen an der Hand der ausgestellten Profile kurz zusammenzustellen.

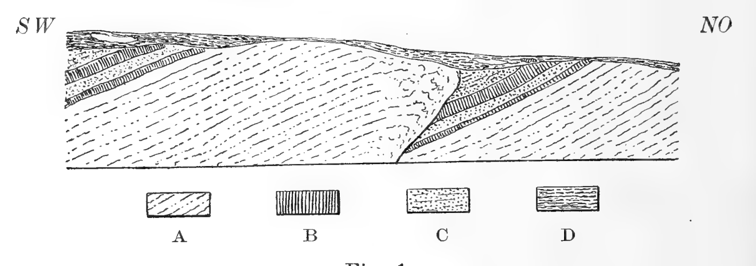


Fig. 1.
Schematisches Profil der Kreide und Diluvialschichten am Steilufer von Jasmund.

A durch Feuersteinbänke geschichtete senone Mucronatenkreide.
B untere Geschiebemergel.
C untere interglaziale Sande.
D oberer Geschiebemergel mit Kreideschollen und vielen Feuersteinen.

Das hier vorläufig schematisch gezeichnete Profil erlaubt meines Erachtens nur eine Deutung:

Die beim Anrücken des ersten Inlandeises horizontal gelagerte obere Kreide *(A)* wurde durch das Eis kaum nennenswert beeinflußt. Der unterste Geschiebemergel liegt ihr konkordant auf. Die Ablagerung der unteren Sandschichten *(C)* erfolgte in dem ganzen beobachteten Gebiet so gleichartig, daß sie nicht subglazialen, sondern interglazialen Ablagerungen angehören dürften. Der mächtigere Geschiebemergel der zweiten Eiszeit störte weder die Kreideschichten noch die darauf abgelagerten Sande und Geschiebemergel. Er schritt ebenfalls horizontal über diese hinweg. Dann folgte eine zweite, größere Abschmelzperiode, in der die mittleren Sande in größerer Masse und geringerer Regelmäßigkeit aufgeschüttet wurden.

Nun folgte eine gewaltige tektonische Zerrüttung des ganzen Landes. Auf NW—SO verlaufenden langen Bruchflächen senkten sich breite Streifen des Landes unter zahlreichen Staffel- und Querbrüchen (Blattverschiebungen) ein, während andere als Staffelhorste stehen blieben. Jasmund, Arkona und andere Inselkerne von Rügen sind solche Staffelhorste. Ersterer besitzt etwa folgenden Querschnitt.



Fig. 2.
Schematisches Profil durch Jasmund zwischen Lietzow und Saßnitz.

Auf die vertikal dislozierten Staffelhorste wirkte ein starker Seitendruck, so daß die seitlichen Staffeln von den mittleren, höher vorgetretenen seitwärts überschoben wurden. In den einzelnen, durch Blattverschiebungen dislozierten Schollen entstanden Stauungen, die nicht selten zu Faltungen der ziemlich plastischen, leicht nach oben ausweichenden Kreideschichten und in der Regel zu einer Überschiebung der horsteinwärts gelegenen Staffeln führten. Die überschobenen Teile der einzelnen Schollen sind dabei auf der Bruchfläche geschleppt und zum Teil wohl auch wegen ihrer Plastizität seitlich vorgequollen oder allmählich umgesunken.

Die dritte Vereisung fand nun ein sehr zerrüttetes Terrain vor und übte auf dessen Erhöhungen eine starke Preß- und Hobelwirkung aus. Dieselbe wurde dadurch besonders intensiv, weil die Staffelhorste mit ihren dammartig vortretenden Zügen der Stoßrichtung des Eisrandes ungefähr senkrecht vorgelagert waren, also den stärksten Widerstand entgegensetzten, ihrerseits aber durch ihre Zerstückelung keine bedeutende Festigkeit besaßen. Die an den Staffeln nach Osten vortretenden Ränder wurden am stärksten mitgenommen, ihre Diluvialbedeckung gänzlich abgehobelt, desgleichen große Kreideschollen fortgeschleppt und mit den abgehobelten Teilen der älteren Diluvialschichten und mit der neuen Grundmoräne vermengt. Die schon vorher an den Außenkanten der Schollen geschleppten und übergesunkenen Kreideschichten wurden unter dem fortgesetzten Druck des Eises noch mehr in Unordnung gebracht.

Ganz ähnliche Verhältnisse wie das Ostufer Rügens zeigt das der Insel Möen, das schon vor sechzig Jahren von Ch. Puggaard, soweit die Tektonik in Betracht kam, durchaus im gleichen Sinne gedeutet war[1]). Das hier vorgelegte neue Profil des Ostufers zeigt im südlichen Teil die tektonische Isolierung der einzelnen Schollen sehr deutlich; weiter nördlich nach der Mitte zu sind diese Schollen enger aneinander geschoben und in ihrer Lagerung viel mehr gestört. Steil aufragende Klinten, die unseren Wissower Klinten in Rügen entsprechen, verdanken ihre scharfen Formen einer steilen Aufrichtung der Schichten. Die älteren Diluvialschichten sind hier in derselben Weise wie in Rügen zwischen die Staffelschollen eingepreßt. Der untere Geschiebemergel ist auch hier nur 2—3 m mächtig, ebenso die darüber folgenden unteren Sande, während der zweite oder Hauptgeschiebemergel mächtiger als in Rügen zu sein scheint. Auch die mittleren Sande scheinen besonders im Sandfeld nördlich vom Sommerspir bedeutende Mächtigkeit zu erlangen. Der in der Mitte des Ostufers gelegene Königinstuhl, der Dronningestol, besteht aus einer doppelten Auftürmung überschobener Schollen, deren Schichten zum Teil so stark aufgerichtet sind, daß sie, fast in ihren Schichtflächen angeschnitten, sehr unregelmäßige Anordnungen der Feuersteinlagen zeigen. Auf den Überschiebungsflächen ist das Diluvium zum Teil ganz verquetscht, bisweilen sind große hohle Klüfte zwischen den Schollen übriggeblieben und gegenwärtig durch den Steilabsturz angeschnitten. Puggaard hatte diese tektonischen Störungen auch in das Innere der Insel verfolgt und dessen gegenwärtige Oberfläche aus jenen Dislokationen erklärt. Sölleartige Einsenkungen deutet er als Einsturztrichter auf den Kreuzungsstellen größerer Bruchflächen.

Eine solche Abhängigkeit der Oberflächenformen von jenen spätdiluvialen Störungen scheint mir auch in Rügen an vielen Orten nachweisbar. Unter Hügeln zeigt die Kreide eine der Hügeloberfläche entsprechende Aufwölbung. Bruchflächen mit eingekeilten Diluvialschichten bilden langgezogene Vertiefungen, die mit Wasser erfüllt oder versumpft sind. Solche Erscheinungen sind namentlich an der westlichen Abdachung von Jasmund in zahlreichen, zum Teil neuen Aufschlüssen sehr deutlich zu beobachten.

---

[1]) Christophor Puggaard: Geologie der Insel Möen, eine Untersuchung über die Umwälzungen der Kreide und der Glazialbildung sowie über die quaternären Ablagerungen und die erratischen Blöcke dieser Insel. Leipzig 1852.

In den übrigen Teilen Rügens, in denen die Kreide in wechselnder Tiefe erbohrt ist, zeigt das zutage tretende Diluvium äußerst unruhige Lagerungsverhältnisse. Wenn wir auf diese die Erfahrungen übertragen, die wir in Jasmund gemacht haben, so müssen wir auch hier, soweit die älteren Geschiebemergel und Cyprinentone in Betracht kommen, starke Verwürfe und Stauungen nach ihrer Ablagerung annehmen. Die durch zahlreiche Bohrungen am Leuchtturm von Hiddensoe genau festgestellten, von CH. ELBERT beschriebenen Lagerungsverhältnisse lassen sich schwerlich durch glaziale Stauungen erklären. Diese betrafen offenbar auch hier nur die bereits gestörten Schichten.

In Pommern treten an vielen Stellen größere Partien älteren Gesteins, Tertiär-, Kreide- und Juraschichten, unvermittelt aus der Tiefe heraus, und größere und kleinere Schollen dieser in Pommern anstehenden Gesteine sind in jüngere Diluvialschichten verschleppt. Haben wir irgendeinen Grund, diese Vorkommnisse anders zu beurteilen als die oben besprochenen? Ich glaube das nicht. Nördlich von Grimmen taucht Lias in weichen Tonschichten, ähnlich wie in Dobbertin in Mecklenburg, horstartig aus der Tiefe heraus. Wäre ein solcher Horst schon im Beginn des Diluviums dort gewesen, so würden diese weichen Schichten einem dreimaligen, lange andauernden Eisstoße schwerlich standgehalten haben. Westlich von Grimmen sind diluviale Sandschichten mit sehr wenig Feuersteinen, also wahrscheinlich Sande der mittleren Abschmelzperiode, sehr regelmäßig schräg geneigt 24 Schritt weit gut aufgeschlossen. Ihre Lagerung ist nur verständlich, wenn wir annehmen, daß sie auf einer festen Unterlage, also einem Sockel älteren Gesteins, in diese geneigte Lage gebracht sind. Sie liegen auf einem Höhenzuge, neben dem in langgezogenen Einsenkungen Salzquellen heraustreten, die offenbar, wie schon DEECKE betont hat, auch hier permischen Salzlagern entstammen dürften. Solche Salzquellen sind in Pommern[1]) sehr verbreitet und nach DEECKEs Feststellungen an bestimmte, NW—SO verlaufende Züge gebunden. Sollten sie selbst und ihr Verhältnis zu den älteren Gesteinen anders liegen als in westlicheren Teilen Norddeutschlands, wo kürzlich HARBORT auf diese Zusammenhänge hinwies und die Lagerungsverhältnisse der älteren Schichten als Horste auffaßte? Ostwärts sind in Pommern solche Horste

---

[1]) Vgl. DEECKE: Die Solquellen Pommerns. Ein Beitrag zur Heimatskunde. Greifswald 1898; ferner in Geologie von Pommern, S. 26. Berlin, Gebr. BORNTRÄGER, 1906.

von Jura-, Kreide- und Tertiärschichten bis nach Hinterpommern hinein zu verfolgen. Es ist sehr bemerkenswert, daß fast in jedem derartigen Block andere Schichten die jetzige Oberfläche bilden, denn diese auffallende Erscheinung ist wohl nur damit zu erklären, daß diese Blöcke verschieden hoch lagen und bis auf ein Niveau abgetragen wurden. Ihre Lagerung z. B. in Lebbin zeigt zum Teil ganz gleiche Lagerungsverhältnisse wie in Rügen und Möen, an anderen Orten zeigen sich große Verschleppungen aufgerichteter Horste (Jura- und Kreideschollen) nach Südwesten (vgl. die von WAHNSCHAFFE beschriebenen Profile von Finkenwalde). Alle diese Horste können wohl erst in jungdiluvialer Zeit entstanden sein.

Es ist sehr unwahrscheinlich, daß die isolierten Horste, die südlich von Pommern in der Mark Brandenburg, in Westpreußen und Posen aus der Tiefe bis zur Oberfläche herausragen, anderer Entstehung sind als die genannten pommerschen, deren Lagerungsverhältnisse klarer zutage treten. Auch das klassische Rüdersdorf mit seinem Muschelkalkrücken würde danach erst vor der letzten Vereisung aus der Tiefe hervorgetaucht sein; seine Schrammen und Gletschertöpfe, seine Lokalmoräne wären hiernach nur durch die letzte Vereisung entstanden. Die südwestlich verlaufenden Einsenkungen, die zum Teil mit Seebecken gefüllt sind, würden zeigen, daß die Bruchlinien sich hier mit andern Systemen kreuzten und die Horste in schmalen Streifen zu Staffelhorsten zerlegten. Auch im Muschelkalk würde aus dem verschiedenen Streichen der Schichten auf eine Zerstückelung des Horstes zu schließen sein.

Wenn wir aber die Horste älteren Gesteins auf jenes diluviale Bruchsystem zurückführen, dann müssen wir folgerichtig auch bei den vielen kleineren Depressionen der norddeutschen Tiefebene vor allem die Frage aufwerfen, ob sie nicht ebenfalls als Staffelsenken jenes Verwerfungsphänomens zu deuten sind. Andererseits würden wir nicht ohne weiteres jede Erhöhung als glaziale Aufschüttungsmasse ansprechen können.

Die vorstehenden Tatsachen und Auffassungen widersprechen zwar den allgemeinen, aber durch nichts begründeten Annahmen, daß seit dem Tertiär keine bedeutenderen Störungen in unserer Erdkruste eingetreten seien, aber sie stehen im Einklang mit den Beobachtungen, die viele Geologen in Norddeutschland gemacht haben, und mit den Auffassungen, die verschiedene von ihnen zur Erklärung derartiger Erscheinungen geäußert haben. So hat RUD. CREDNER in seiner Inselstudie

über Rügen, CH. PUGGAARD in seiner älteren Arbeit über Möen die Tektonik schon in obigem Sinne aufgefaßt. Daß PUGGAARD die älteren Geschiebemergel noch in das Tertiär zog, hat auf den Kern des tektonischen Problems keinen Einfluß, ebensowenig, daß RUD. CREDNER in tektonischen Konstruktionen weiter ging und in Jasmund die Bedeutung der glazialen Ablagerungen höher bewertete, als nach den Beobachtungen anderer wahrscheinlich ist. Auch DEECKE hat, namentlich zuletzt in seiner Geologie von Pommern (S. 288), die Tektonik des Jasmunder Steilufers in freilich nur kurzen Andeutungen im obigen Sinne aufgefaßt, wenn er auch die hier hervortretenden Erscheinungen als kleineres Teilphänomen größerer, seit dem Perm wirksamer Gebirgsbildungen betrachtet und ihnen dadurch einen großen Teil ihrer besonderen Bedeutung entzieht. Er rechnet offenbar mit der Wahrscheinlichkeit, daß die meisten Störungen, die sich in der norddeutschen Tiefebene bemerkbar machen, wesentlich älteren Phasen der Erdgeschichte angehören, also mit dem hier besprochenen Ereignis nicht in Konnex zu bringen sind. Es scheint mir aber gerade das wesentlichste, daß wir in unseren äußerst klaren Profilen an der Ostsee nichts von älteren mesozoischen oder tertiären Störungen gewahr werden, und daß wir also zunächst jenes diluviale Bruchsystem für beobachtete Störungen verantwortlich machen. Ähnliche Anschauungen wie DEECKE vertrat auch E. GEINITZ, der in Mecklenburg sieben durch Bruchsysteme gesonderte Züge im Untergrunde des Diluviums nachweist, deren Streichen unseren Bruchlinien entspricht. Seit Dezennien hat A. JENTZSCH in Ostpreußen, Lüneburg und anderen Orten auf die großen Unebenheiten im Untergrunde der Diluvialbedeckung hingewiesen, und wenn man die neuere übersichtliche Zusammenstellung der Bohrresultate in Norddeutschland in F. WAHNSCHAFFEs Geologie des Quartärs durchsieht, findet man in allen Gebieten die weitere Bestätigung von Dislokationen. G. MÜLLER konnte in der Uckermark, bei Lauenburg Brüche nur als interglazial deuten und ihnen eine große Bedeutung für die Bildung der dortigen Oberfläche zuschreiben. Auch die „postoligocänen" Bruchsysteme im nordwestlichen Deutschland, die Herr A. v. KOENEN mit seinen Schülern untersucht und über weite Gebiete, ja bis in die Alpen hinein verfolgt hat, könnten ebenso wie Dislokationen, die TH. WEGNER kürzlich von der Tertiärmulde bei Doberg beschrieb, mit den oben besprochenen zeitlich und tektonisch zusammenfallen. Wir werden unser Augenmerk auf die Frage richten müssen, ob die Bruchsysteme

am Harzrand, die noch die oberste Kreide gestört haben, gleich nach deren Ablagerung erfolgten, wie allgemein angenommen wird. Man spricht auch von tertiären Brüchen, und WAHNSCHAFFE nimmt an, daß unsere jüngeren tertiären Ablagerungen das sehr dislozierte Land eingeebnet hätten. Aber die breite Ausdehnung gleichartiger Sedimente des Tertiärs in Norddeutschland spricht nicht dafür, daß dessen Wasser so große Niveauunterschiede vorfanden, und auch unsere relativ jungen Braunkohlenbildungen weisen an vielen Stellen auch da, wo kein Gletscherstrom auf sie eingewirkt haben kann, weitgehende Störungen auf, die bei ihrer großen Plastizität und oberflächlichen Lage sich zumeist in Faltungen umsetzten. Die diluvialen Brüche, die in neuerer Zeit von verschiedenen Geologen im Rheinland beobachtet sind, kommen ebenfalls in Betracht.

Werfen wir noch einen Blick auf die Ausdehnung unserer Brüche nach Norden und Osten. In Schonen hat HENNIG die Bruchsysteme beschrieben, die dort in NW—SO-Richtung die obersten Kreideschichten scharf gegen das Palaeozoicum absetzen, und schon vorher hatte NATHORST solche gewaltigen Bruchsysteme Südschwedens in großen Zügen verfolgt.

Herr Prof. BRÖGGER-Christiania teilte mir auf meine mündliche Darlegung obiger Ergebnisse mit, daß er gelegentlich bei Aalborg Brüche in der Kreide beobachtet habe, die er nunmehr ebenfalls auf dieses Bruchsystem beziehen möchte. Er hatte, wie er mir sagte, von einer Beschreibung dieser Erscheinungen vorläufig Abstand genommen, weil ihm — wie wohl uns allen — so große tektonische Vorgänge im jüngeren Diluvium unwahrscheinlich waren. Herr DEECKE hat darauf hingewiesen, daß die große Verwerfungslinie, die in Bornholm Jura und Kreide an die paläozoischen Schichten anstoßen läßt, hercynischen Verlauf hat und somit in die gleiche Richtung fällt wie jene Brüche in Pommern. Herr TORNQUIST[1]) hat noch kürzlich in einer Studie über den Westrand des russischen Schildes auf die Ausdehnung dieser Grenzbrüche zwischen der sächsischen Scholle und der russischen Tafel hingewiesen, und bringt dabei die großen Bruchlinien im südlichen Schonen, den Bruch von Bornholm in einer NW—SO-Linie über Köslin und Bromberg in Zusammenhang mit dem Nordostrand der

---

[1]) A. TORNQUIST: Die Feststellung des Südwestrandes des baltisch-russischen Schildes und die geotektonische Zugehörigkeit der ostpreußischen Scholle. Mitteil. a. d. geolog.-paläont. Institut u. d. Bernsteinsammlung d. Univ. Königsberg 1908.

Lysa gora im südlichen Polen. TORNQUIST glaubt freilich, daß diese Brüche schon im Mesozoicum bestanden, und sucht diese Annahme mit faciellen Differenzen in den beiderseitigen Gebieten zu begründen. Seine diesbezüglichen Andeutungen[1]) scheinen mir aber mindestens bezüglich der Kreide mit der Annahme allmählicher Übergänge in der Facies der mesozoischen Sedimente beider Gebiete vereinbar. Hiernach möchte ich die Frage aufwerfen, ob jene gewaltigen, von Schweden bis Südpolen etwa 700 km langen Brüche nicht ebenfalls in diluvialer Zeit erfolgten und mit unseren in Pommern zeitlich zusammenfallen. Die großen Schollen von Kreide, die in Ostpreußen im Diluvium schwimmen, sowie die NO—SW-streichenden Aufsattelungen des samländischen Tertiärs, die G. BERENDT und A. JENTZSCH beschrieben haben, deuten darauf hin, daß die Störungen im Diluvium erfolgten und also aller Wahrscheinlichkeit nach mit den weiter westlich vorliegenden ident sind. Allerdings ist wohl anzunehmen, daß die Intensität der diluvialen Abbrüche östlich der Weichsel abnahm, und daß sich insofern ein Unterschied Ostpreußens gegenüber der übrigen norddeutschen Ebene bemerkbar mache, aber für prinzipiell möchte ich diesen Unterschied nicht halten, da die bisher bekannt gewordenen Erscheinungen im Untergrunde Ostpreußens wohl am einfachsten durch dieselben Faktoren erklärt werden, die wir in den westlicheren Gebieten Norddeutschlands antrafen. Die Richtung dieser Brüche ist ziemlich konstant von SO nach NW gerichtet. Die vielen Abweichungen von einfachen Bruchlinien erklären sich dabei durch Querbrüche und Blattverschiebungen infolge eines tangentialen Druckes nach der erfolgten Einsenkung langer Streifen. Inwieweit diese Querbrüche in das Erzgebirgische Streichen fallen, wird nach den diesbezüglichen Studien DEECKEs weiter zu verfolgen sein.

Wenn ich das Gesagte noch einmal zusammenfasse, so handelt es sich jedenfalls in Rügen nur um ein einziges, in sich abgeschlossenes tektonisches Ereignis, das sich unmittelbar vor der letzten Vereisung Norddeutschlands abspielte. Wir sehen dort keine Andeutungen früherer Vorstörungen oder tektonischer Nachschübe oder Beziehungen zu älteren Bruchsystemen. Noch weniger ist irgendeine Beziehung dieses Bruchsystems zu dem skandinavischen Inlandeis zu bemerken. Zwei gewaltige Vereisungen sind, und namentlich die zweite, mit einer riesigen Belastung des Landes über die südbaltische, damals noch nicht

---

[1]) A. a. O., S. 11.

eingesenkte Ebene geschritten, ohne auch nur eine nennenswerte Wirkung auszuüben. Erst als diese Eismasse abgetaut und, wahrscheinlich nach einer sehr langen Interglazialphase gänzlich von unserem Boden verschwunden war, trat jenes gewaltige Ereignis ein. Auch das jetzt so gern angenommene Wiederaufleben alter Brüche findet hier keine Stütze; dagegen ist natürlich nicht ausgeschlossen, daß dieses Ereignis in tieferen Zonen der Erdkruste vorbereitet wurde durch die größeren Ereignisse, die sich im Tertiär in Westdeutschland abspielten.

Die durch die Intensität ihrer vertikalen Bewegungen und die starken horizontalen Druckauslösungen gewaltige diluviale Katastrophe, die so nahe der Schwelle geologischer Gegenwart erfolgte, muß auf die damalige Tierwelt und den Menschen der Eiszeit eine verheerende Wirkung ausgeübt haben; aber keine Mythe wie die Sintflutsage hat diese unvergleichlich entsetzlichere Katastrophe in der menschlichen Erinnerung festgehalten, trotzdem damals schon die Menschen ihre Steinbeile mannigfach formten, und Jäger und Fischer ihre Werkzeuge kunstvoll zurechtschnitten. Das spricht dagegen, daß jene spätdiluvialen Phasen mit urgeschichtlichen Perioden Vorderasiens und Ägyptens etwa in zeitliche Berührung gebracht werden könnten.

Die wahrscheinlich gewaltige Ausdehnung jener Störungen läßt vielleicht Rückschlüsse auf die Tiefe des Sitzes solcher Brüche der Erdrinde zu. Jedenfalls erinnert uns eine solche Erwägung daran, daß das große Erdbeben von Lissabon 1755 hier in Pommern sehr merkwürdige Relaiswirkungen in Seebecken und Quellen hervorrief. —

Ich habe den Eindruck, daß die hier vorgetragenen Anschauungen, die sich mit den Spezialbeobachtungen so vieler hervorragenden Geologen decken, längst Gemeingut der norddeutschen Geologie wären, wenn nicht zufällig die klarsten Profile in Rügen gerade zuletzt durch E. PHILIPPI ganz als Eisdruckwirkungen gedeutet worden wären, und wenn nicht der maßgebende Geologe Norddeutschlands, FEL. WAHNSCHAFFE, in seiner Geologie unseres Flachlandes in allen diesbezüglichen Streitfragen die Entscheidung von den tektonischen Problemen auf die Frage des Eisdruckes abgelenkt hätte. Solche glazialen Störungen, ich möchte lieber sagen Schiejungen, sind ja zweifellos vorhanden, aber eben erst durch bene diluvialen Verwerfungen möglich geworden, die das ganze Land in ein zerstückeltes Schollenland zerlegten und zumeist senkrecht zur Stoßrichtung des jüngsten Inlandeises Staffelhorste als Riesenwälle von mehreren Hundert Metern

aufwarfen und dazwischen tiefe Grabensenkungen schufen. Die Abtragung dieser Dammhorste und die Ausfüllung der zwischen ihnen liegenden Depressionen erklärt die große Unregelmäßigkeit und gelegentlich sehr große Mächtigkeit der diluvialen Ablagerungen, die zumeist der jüngsten Vereisung zuzuschreiben wären.

Von den in Rügen und Möen beobachteten Ablagerungen der älteren Eisbedeckungen werden vermutlich nur die der mittleren Vergletscherung tiefer landeinwärts zu verfolgen sein, aber wegen der starken Abscheuerung der Horste im allgemeinen nur in der Tiefe der Depressionen unmittelbar auf den Braunkohlenschichten oder wie in Rügen und Möen in tektonischen Einkeilungen in Staffelhorsten zu erwarten sein. Ob daher alle in Norddeutschland als älteres Diluvium angesehenen Schichten, abgesehen von schollenförmigen Einlagerungen, wirklich als solches anzusehen und zunächst auch nur mit den für uns „unteren“ Diluvialschichten Rügens identifiziert werden können, erscheint mir fraglich. Die zeitweisen Aufschlüsse des oberen Diluviums bei der Hafenvergrößerung in Saßnitz, deren Profile hier vorliegen, waren in dieser Hinsicht äußerst lehrreich. Die Mannigfaltigkeit diluvialer Schichten war hier so groß, daß ich auch ursprünglish glaubte, sie teilweise dem älteren Diluvium zurechnen zu müssen. Sollten aber die diluvialen Ablagerungen Norddeutschlands in ihrer überwiegenden Masse der letzten Eiszeit angehören, und entsprächen daher auch die großen Moränenzüge Meckenburgs und Pommerns nicht einer besonderen Eiszeit, sondern nur Abschmelzphasen der letzten, so würde für diese die Einheit im Sinne von GEINITZ berechtigt sein. Sie wäre aber nicht auszudehnen auf die in Rügen klar vorliegenden und wahrscheinlich weiter südwärts verbreiteten, aber meist versteckten Reste älterer Grundmoränen, und sie wäre auch nicht zu identifizieren mit der Einheit der ganzen Eiszeit im Sinne DE GEERS, die wohl nur für Skandinavien als Zentrum der Vereisung Geltung haben dürfte.

Herr WAHNSCHAFFE bittet, die Diskussion auf einen anderen Tag zu verschieben. Der Vortragende erklärt sich damit einverstanden, da er sofort die Rückreise nach Greifswald antreten müsse.

Hierauf wird das Protokoll der letzten Sitzung verlesen und genehmigt.

Die Gesellschaft hat den Verlust eines alten Mitgliedes zu beklagen, des Geheimen Bergrates a. D. GUSTAV WÜRTEN-

BERGER in Kassel. Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen von ihren Sitzen.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dr. JOSEF WOLDŘICH, Gymnasialprofessor in Prag, z. Z. in Berlin C 54, Linienstr. 87 II, vorgeschlagen durch die Herren BRANCA, BLANCKENHORN und STREMME.

Herr Mittelschullehrer KIRSTE, Altenburg, S.-A., Carolinum, vorgeschlagen von den Herren DAMMER, EBERDT und KÜHN.

Herr Dr. BRUNO BAUMGÄRTEL, Privatdozent an der Kgl. Bergakademie in Clausthal (Harz), vorgeschlagen durch die Herren BORNHARDT, BERGEAT und BRUHNS.

Herr Bergassessor Dr. LÖWE, Direktor des Kaliwerkes Friedrich-Franz, Lübtheen (Mecklenburg), vorgeschlagen von den Herren ZIMMERMANN, BEYSCHLAG und STILLE.

Herr Bergrat HUBERT FUCHS, Dresden-Radebeul, Kaiser-Friedrich-Allee 19, und

Herr Bergassessor HOFFMANN, Berlin N 4, Invalidenstraße 44, vorgeschlagen von den Herren ZIMMERMANN, BEYSCHLAG und KRUSCH.

Herr Bohrunternehmer H. F. MÜLTER, Königslutter in Braunschweig, vorgeschlagen durch die Herren EBERDT, RAUFF und BLANCKENHORN.

Der Vorsitzende legt die eingegangenen Druckschriften vor. Sodann spricht Herr **PASSARGE** über **„Die pfannenförmigen Hohlformen in den Steppengebieten Südafrikas und das Problem der Klimaänderung seit dem Diluvium“** (mit Lichtbildern).

An der Diskussion beteiligen sich die Herren RANGE, JENTZSCH, ZIMMERMANN, BLANCKENHORN und der Vortragende.

v. w. o.

BLANCKENHORN. RAUFF. STREMME.

Briefliche Mitteilungen.

49. Bericht über die Exkursionen im Anschluß an die außerordentliche Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin.

A. Bericht über die Exkursion nach Rüdersdorf am 23. März 1910.

Von den Herren F. WAHNSCHAFFE und E. ZIMMERMANN in Berlin.

Am 23. März besuchten 25 Teilnehmer das altberühmte Rüdersdorf. Die Führung im dortigen Diluvium hatte Herr WAHNSCHAFFE, in der Trias Herr ZIMMERMANN übernommen.

Die Teilnehmer fuhren mit der Bahn bis Erkner, dann mit dem Dampfer bis Kalkberge-Rüdersdorf, wobei im Vorbeifahren die weiten Talsandebenen des Berliner Haupttales, die Dünenzüge der Eichberge bei Woltersdorf und der einer Endmoräne angehörende Kranichsberg gezeigt wurden, ebenso das den östlichen Uferrand des Kalksees begleitende Ausstreichen des Unteren Geschiebemergels, der sich hier zuerst nur wenig über die Talsohle erhebt und von Unterem Sand überlagert wird.

Am Ende des Kalksees konnte der TORELL-Gedenkstein, weil er inzwischen einen anderen Platz, auf dem Weinberge, erhalten hat, nicht mehr besichtigt werden, und so begab man sich sogleich in die südlichste der dortigen Tongruben (von G. DURIN), in der der graue Untere Röt trefflich aufgeschlossen ist; an Versteinerungen zwar nicht arm, lud er doch diesmal (bei dem regnerischen Wetter) nur wenig zum Sammeln ein.

Herr WAHNSCHAFFE wies in diesen Aufschlüssen darauf hin, daß hier die Grundmoräne der vorletzten Vereisung, die am Ostrande des Kalksees als schmales Band überall hervortritt, die nach Norden einfallenden Rötschichten unmittelbar überlagert und sie in einer fast horizontalen, glazialen Abrasionsfläche abschneidet. Diese Grundmoräne, die als Geschiebemergel entwickelt ist, hat sehr wenig Rötmaterial in sich aufgenommen und wird überlagert von geschichteten Sanden und Kiesen, die in der am nördlichsten gelegenen W. DURINschen Tongrube sehr gut aufgeschlossen sind und früher in den östlich davon gelegenen alten Kiesgruben abgebaut wurden. Sie entsprechen den Rixdorfer Kiesen, da sich Reste von Mammut darin gefunden haben. Sie werden weiter östlich nach dem Dorfe Rüdersdorf zu von der Grundmoräne der letzten Vereisung überdeckt, derselben, die der ebenen glazialen Abrasionsfläche des Schaumkalkes im Alvenslebenbruch unmittelbar auflagert.

Durch die Giesenschlucht wieder abwärts wandernd, sahen wir dann in dieser sowie in einer neuerdings in Betrieb genommenen Tongrube die ganz vorwiegend roten Tone des Mittleren Röts ausgezeichnet aufgeschlossen und wandten uns dann der großen und lebhaft betriebenen nördlichsten (W. DURINschen) Tongrube zu, die den — wieder grauen — Oberen Röt und die alleruntersten Schichten des Muschelkalks vorzüglich zeigt, Schicht für Schicht verfolgbar. Als Liegendstes ist an der Südwand eben noch ein Lager grauen Gipses entblößt, darüber folgen graue Tone mit mehreren festen Mergelbänkchen, deren Fossilreichtum ebenfalls nicht näher untersucht werden konnte. Hier wie im Unteren Röt sind auch Fischreste reichlich vorhanden und gelegentlich auch vollständigere Fische gefunden. Das Leitfossil *Myophoria costata* ist in ausgezeichneter Erhaltung noch vorhanden.

Schichten von gleicher Beschaffenheit bilden auch den untersten Teil des Muschelkalks, führen nun aber *Myophoria vulgaris*. Die auf den ersten Blick gar nicht auffällige Grenze beider Formationen kann an die Oberkante einer etwa 1 bis 2 dm starken, schwach violetten Tonschicht gelegt werden, die ellipsoidische, etwa faustgroße Linsen eines gelblichen Gipses führt.

In den darüber folgenden Tonen sind in größerer Zahl dünne harte Kalkplatten eingelagert, die nicht (wie der Ton, zur Erzeugung von Ofenkacheln) mit gewonnen, sondern ausgehalten werden, und auf den Halden auf ihren z. T. großen Fossilreichtum untersucht werden können. Zu oberst liegen

einige starke, von ausgelaugten Muschelschalen löcherige harte Kalkbänke, in denen *Myophoria vulgaris* u. a. massenhaft, daneben vereinzelt Glieder von *Dadocrinus* beobachtet werden können. Die genannten Muschelkalkschichten dürften den sog. Myophorienschichten entsprechen.

Von geeigneten Standpunkten an der Westseite des Kalksees oder vom Weinberge aus kann man die ganze Reihenfolge der Röt- und Myophorienschichten mit einem Blick umfassen. Die untersten sichtbaren Rötschichten liegen zugleich, wie verschiedene fündig gewordene Tiefbohrungen auf die Kalisalze des Zechsteins ergeben haben, im Kern eines — auffälligerweise nicht hercynisch, sondern W—O bis WSW—ONO streichenden — Sattels, der die gesamte Tektonik des älteren Gebirges bei Rüdersdorf beherrscht. Aber nur der Nordflügel ist über Tage aufgeschlossen, vom Unteren Röt im Süden bis zu den Nodosenschichten im Norden. Auch Unterer und Mittlerer Keuper sind durch die Tiefbohrungen auf beiden Flügeln erschlossen. Möglicherweise ist der Südflügel an einer Sattelspalte ein wenig abgesunken.

Der weitere Weg führte am Nordrande des alten Alvenslebenbruches, der jetzt nicht mehr betrieben wird, ostwärts bis fast an die Chaussee, dann am östlichen Bruchrande nach Norden. Hier ist der Abraum von diluvialem Lehm und Sand so groß und die Höhe des Muschelkalkes über der Sohle des Kalksees und Kriensees nur noch so gering, daß sich der Abbau nicht mehr lohnt, sondern daß auch hier, und zwar an der Mündung des alten Krienkanals in den Alvenslebenbruch, ein Tiefbau eingerichtet werden mußte.

Die im Alvenslebenbruche auf den Schichtenköpfen früher in großartigster Weise zu beobachtenden Glazialschrammen sind jetzt nur noch am östlichen Stoß in der Nordostecke des Bruches auf einer kaum 2 m breiten Fläche zu sehen, während anstoßende Teile derselben alten Abrasionsfläche die Bearbeitung durch subglaziale Wässer und demzufolge Reste der ehemaligen Sand- und Kiesdecke zeigen. Die hier früher in großer Zahl vorhandenen Strudellöcher und geologischen Orgeln sind sämtlich durch den Abbau zerstört worden, und nur auf einem stehengebliebenen Pfeiler des Muschelkalkes ist noch eine kesselförmige Vertiefung erhalten geblieben, von der jetzt nicht mehr entschieden werden kann, ob sie als Strudelloch oder als geologische Orgel anzusehen ist.

Man wandte jetzt der Gesteinsbeschaffenheit des Schaumkalks und des Wellenkalks unter ihm, der *Orbicularis*-Schichten über ihm, sein Augenmerk zu. Erstere bilden den

meist mit Halden und Buschwerk bedeckten, sanft einfallenden Südrand des Bruches, letztere die senkrechte felsige Nordwand. In den *Orbicularis*-Schichten beobachtete man ebensowohl solche Bänke, in denen *Myophoria orbicularis* mehr vereinzelt und oft doppelschalig eingeschlossen war, wie solche (festere), in denen ihre Einzelschalen (jetzt stets ausgelaugt) zu dichten Haufen zusammengeschwemmt waren. Auch der Reichtum an *Rhizocorallium*-Wulsten in ihnen wurde bemerkt.

Der Mittlere Muschelkalk ist im „Aufzug“ des neuen Tiefbaus (entlang dem alten Krienkanal) zwar noch immer ziemlich gut aufgeschlossen, obwohl er nach seiner mürben, mergeligen Beschaffenheit leicht zu schlammigen Massen zerfällt, aber ebendeswegen war er auch, nach dem Regen der letzten Zeit, nicht gut zugänglich. Bei der Kürze der Zeit konnten auch die von O. Raab beschriebenen Steinsalzpseudomorphosen (hohle Würfel, deren 6 Seiten nach innen vierseitige Pyramiden aus der Gesteinsmasse aufsitzen) nicht gefunden werden.

Ebensowenig gelang es aus diesem Grunde, in den Grenzschichten des Oberen Muschelkalks gegen den Mittleren die von E. Zimmermann beschriebenen Bänkchen mit Trockenrissen und Netzleisten zu finden. Die höheren Schichten des Trochiten- und des Nodosenkalkes sind zurzeit nur noch sehr mangelhaft aufgeschlossen und werden, da der alte Krienbruch als neuer Stapel- und Hafenplatz für die Kalksteine hergerichtet ist, immer schlechter sichtbar. Auch die anderen Aufschlüsse des Oberen Muschelkalks, die vor wenigen Jahren noch existierten, besonders der „Hangende Bruch“, sind verfallen oder zugeschüttet.

Dafür besser aufgeschlossen wird neuerdings, besonders an der Mündung des alten Redenkanals in den Redenbruch, der Wellenkalk, nachdem man gelernt hat, diesen zu Zement zu verarbeiten. Zu diesem Zwecke wird er jetzt in Menge gewonnen, und hierbei werden gelegentlich schöne Drusen mit Cölestinkrystallen, besonders in großen, knolligen Kalkkonkretionen, bloßgelegt.

B. Bericht über die Exkursion nach Stafsfurt zur Befahrung des Kgl. Berlepschschachtes am 23. März 1910 unter Führung von Herrn BEYSCHLAG.

Von Herrn F. SCHÜNEMANN in Berlin.

Die Teilnehmer wurden auf dem Kgl. Berlepschschacht von dem Direktor der Kgl. Berginspektion Herrn ZIERVOGEL, sowie dem Berginspektor des Berlepschschachtes, Herrn POTH in liebenswürdigster Weise empfangen. Die Herren hatten zuvorkommenst alle Vorbereitungen zur schnellen, bequemen und gründlichen Erledigung des Grubenfahrtprogramms treffen lassen.

Vor der Einfahrt hielt Herr BEYSCHLAG, der auch während der Grubenfahrt die nötigen Erklärungen gab, einen einleitenden Vortrag über den stratigraphischen und tektonischen Aufbau der Zechsteinformation im Gebiet des Staßfurter Sattels und speziell im Felde des Kgl. Berlepschschachtes. Wie in dem Vortrage in allgemeinen Zügen ausgeführt wurde, liegt hier nach den Feststellungen EVERDINGS[1]) unter dem Horizont des Grauen Salztons im allgemeinen regelmäßig das aus Carnallit, Kieserit und Steinsalz aufgebaute Kalimutterlager ausgebreitet, von der mächtigen Unterlage des Älteren Steinsalzes getrennt durch die charakteristischen Übergangsschichtengruppen der Kieserit- und Polyhalitregion. In das Hauptsalzmutterlager senkt sich im Berlepschschachtfelde beckenförmig ein deszendentes Hartsalz - Steinsalzvorkommen mehr oder weniger tief — stellenweise bis fast auf die Kieseritregion reichend — ein. Das durch seinen hohen Chlorkaliumgehalt — 25—30% KCl — ausgezeichnete Hartsalzlager mit seinem Steinsalzfundament ist unterhalb des Ausgehenden in mehreren Sohlen auf etwa 1200 m Länge im Streichen erschlossen. Dieses Hauptbecken teilt sich oberhalb der IV. Hauptsohle in zwei durch einen erhalten gebliebenen Rest des Hauptsalzmutterlagers getrennte Becken, deren weitere Ausdehnung und Begrenzung nach unten hin noch nicht festgestellt ist. An den Rändern sowie an der Basis des Hartsalz-Steinsalzlagers ist das Kalimutterlager mehr oder weniger eigenartig metamorph umgewandelt.

[1]) Vergl. Deutschlands Kalibergbau; Festschrift zum X. Allgemeinen Bergmannstage. H. EVERDING: Zur Geologie der deutschen Zechsteinsalze.

Nach diesem einleitenden Vortrag des Herrn BEYSCHLAG fuhren die Teilnehmer zur Besichtigung der Aufschlüsse auf der IV. Hauptsohle — ca. 400 m unter Tage — ein. Die beschränkte Zeit gestattete nicht mehr, auch das Vorkommen des Kainits in der I. Hauptsohle aufzusuchen.

Zunächst wurde am nordwestlichen Ende der Grubenbaue ein Querschlag befahren, der aus einer Bergemühle im Älteren Steinsalz durch die Polyhalit- und Kieseritregion in das Hauptsalzmutterlager führte. Die Lagerstätte bot durch den Wechsel der dunkelroten carnallitischen Bänke mit den weißen, vielfach gefalteten und verschlungenen Kieserit- und den grauen Steinsalzlagen ein buntfarbiges Bild. Dieser normale bankige Aufbau veränderte sich weiter gegen die deszendente Hartsalz-Steinsalzeinlagerung hin ganz wesentlich. Die Kalilagerstätte besteht hier aus carnallitischer Grundmasse, in welcher abgerissene, in der mannigfaltigsten Weise gefaltete und zusammengeballte Stücke von Kieserit- und Steinsalzlagen regellos verteilt sind, deren Zugehörigkeit zu ehemals zusammenhängenden Lagen kaum noch festzustellen ist. In derartig „metamorphem“ Hauptsalz keilt das Hartsalzlager und seine Steinsalzunterlage nordwestlich als schmale Spitze aus. Das darüber befindliche Hauptsalzvorkommen hielt daher EVERDING für deszendent; er nahm an, daß es zur Zechsteinzeit nach Ablagerung des Hartsalzes entstanden sei, glaubte aber auch an die Möglichkeit, daß es sich um eine Partie des metamorphen Mutterlagers handeln könne, die durch tektonische Kräfte zwischen Hartsalz und Salzton eingepreßt wurde.

Der Aufbau des Hartsalzvorkommens und des Steinsalzmittels über dem metamorphen Erosionsrest des Kalimutterlagers und der darunter befindlichen normalen Muttersalzfolge wurde in mehreren Querschlägen verfolgt. Der weitere Weg führte durch zahlreiche Abbaue im Hartsalzlager. Das Hartsalz, aus mehr oder weniger sylvinreichen, steinsalz- z. T. auch anhydrithaltigen Bänken bestehend, die mit Kieserit- und Steinsalzlagen abwechseln, ist durch vorzügliche Schichtung ausgezeichnet; Faltungen und Verschlingungen, wie sie in dem Kalimutterlager so charakteristisch sind, finden sich hier weit seltener. In den Abbauen ließen sich mehrfach, namentlich in der Nähe des Hangenden, nesterförmige posthume Vorkommen von blauem Krystallsteinsalz und reinem Sylvin beobachten.

In der Nähe des Berlepschschachtes wurden die Aufschlüsse im Hangenden der Kalisalzlagerstätte besichtigt. Der

Graue Salzton war wegen seiner Brüchigkeit nur zum Teil bloßgelegt. Über seine Gliederung sprach Herr PRECHT, nach dessen Untersuchungen dieser Horizont allenthalben eine untere tonig-anhydritische, eine mittlere tonig-sandige und eine obere tonig-magnesitische Entwicklung besitzt. Der den Grauen Salzton überlagernde Hauptanhydrit ist zuunterst dunkelgrau gefärbt und stark dolomitisch. Weiter im Hangenden nimmt er lichtgraue Färbung an. An der Grenze gegen das Jüngere Steinsalz ist er stark mit Steinsalz verwachsen und enthält hier eine dünne schwarze Tonlage, die von dem Jüngeren Steinsalz durch eine schwache Anhydritschale getrennt ist und allen Formen der welligen Oberfläche des Hauptanhydrits folgt. Das Jüngere Steinsalz ist dicht am Hauptanhydrit, gegen den es mit scharfer Grenze abstößt, rötlichgelb gefärbt; es wird unweit davon allmählich weiß. Der nun folgende Teil des Jüngeren Steinsalzes ist in einer Mächtigkeit von 60—70 m durch außerordentliche Reinheit und regelmäßige Schichtung ausgezeichnet und auf dem Kgl. Berlepschschacht Gegenstand ausgedehnter Gewinnung. Wie sich in den Abbauen erkennen ließ, nimmt das Steinsalz am Ende der Firsten rötliche Färbung an. Die darüberliegende Schichtenfolge ist aus Besorgnis vor Wassereinbrüchen nicht durchörtert. Hier würde sich, wenn das Jüngere Steinsalz in der 400 m-Sohle so weit bereits genügend gegen die Auflösung durch eindringende Tageswasser geschützt war, noch eine mächtige Steinsalzzone mit der charakteristischen Einlagerung des oberflächlich vom Pegmatitanhydrit bedeckten roten Salztons auflegen und dann der Grenzanhydrit und rote Zechsteinletten folgen, der zum Buntsandstein überführt.

Nach der Besichtigung eines in der reinen Zone des Jüngeren Steinsalzes hergestellten, farbenprächtig erleuchteten Festsaales erfolgte die Ausfahrt.

C. Bericht über die Exkursion nach Phoeben am 24. März 1910.

Von den Herren F. SOENDEROP und H. MENZEL in Berlin.

In der Februar-Sitzung vorigen Jahres hatten wir der Gesellschaft Mitteilung gemacht von der Auffindung eines jüngeren fossilreichen Interglazials in der Gegend von Phoeben bei Werder, in dem unter anderem zahlreiche Reste vom

Riesenhirsch sowie eine bisher in Deutschland unbekannte *Paludina*, die *Pal. duboisiana* Mss. aus dem Djeper gefunden worden waren. Mit gütiger Genehmigung des Direktors der Kgl. Preuß. Landesanstalt, Herrn Beyschlags, dem wir dafür auch hier verbindlichst danken, haben wir zu einem Besuch dieses ebenso schönen wie wichtigen Aufschlusses bei Phoeben eingeladen.

Der Ausflug führte uns von Werder nach dem Dorfe Phoeben. An der Südseite desselben liegt die Grube der alten Phoebener Ziegelei, in der ganz am Grunde die Glindower Tone anstehen, die von mächtigen, diskordant geschichteten Sanden mit Kies- und Mergelsandeinlagerungen überlagert werden. In diesen diskordanten Sanden finden sich die Fossilien und auch Geröllstücke des Phoebener echten Interglazials, ein Beweis, daß die Sandablagerungen jünger sind als dieses. Aus dieser Grube werden von Laufer und Wahnschaffe Säugetierreste der Rixdorfer Stufe erwähnt. Die unterlagernden Glindower Tone und die darüberliegenden Sande sind stark aufgepreßt und gefaltet und werden diskordant von Geschiebesanden und stellenweise auch von Geschiebelehm und Geschiebemergel der letzten Vereisung überlagert. Dieser Geschiebemergel zieht sich nach Norden zu am Berghange hinab und taucht an der Straße dicht westlich von Phoeben unter die Talsanddecke unter.

Von dieser Grube, die kurz besichtigt wurde, ging es weiter zu der im Phoebener Bruch neu angelegten Ziegelei des Herrn E. Dietrich aus Ketzin. Die Aufschlüsse der dazugehörigen gewaltigen Grube haben sich seit vorigem Jahre etwas geändert. Es zeigte sich an der Südwand das folgende Profil:

Zuoberst liegt eine Schicht steinfreien, ziemlich schichtungslosen kalkarmen Sandes, dessen obere Hälfte stark humos ist. Darunter folgt eine gelbgefärbte, eisenschüssige Verwitterungszone, unter der erst die weißen unverwitterten Sande liegen. Die Humusrinde könnte man vielleicht als eine alluviale Bildung auffassen, während die hellen Sande darunter wohl Talsande sind. Sie gehen nach unten in kiesige (meist diskordant) geschichtete Sande über, die hie und da große Blöcke einschließen und an deren Basis eine Steinsohle liegt. In diesem Sande kommen zusammen mit den Blöcken nicht selten abgerollte Hölzer von sehr wechselnder Größe vor. Sie finden sich mitunter in Nestern oder auskeilenden Lagern angereichert, und in ihrer Begleitung tritt an dieser Stelle nicht selten „Bernstein“ auf. Diese Hölzer werden in der Literatur

vielfach als „Braunkohlenhölzer“ bezeichnet, und den Bernstein sieht man ziemlich allgemein als verschlepptes Tertiärharz an. Nach gewissen Anzeichen will es uns aber scheinen, als ob sowohl die Hölzer als auch das Harz von diluvialen Nadelhölzern herrührten. Jedenfalls sei diese Vermutung, die noch näherer Bestätigung bedarf, hier einmal ausgesprochen.

Da am Eingange der Grube, an der östlichen Seite der Südwand, die Grubensohle ansteigt, so ist hier die Unterlage dieser Sande, in denen sich eine Anzahl von abgerollten Knochen vom Riesenhirsch und Mammut sowie zahlreiche gekritzte Geschiebe gefunden haben, nicht zu erkennen. Nach Westen zu nehmen dieselben an Mächtigkeit rasch ab, und es erscheinen unter ihnen die graugrünen Feinsande, die zu den Glindower Tonen zu rechnen sind. Aber noch etwas weiter nach Westen schieben sich zwischen diese grauen Feinsande und die diskordanten Sande die echten Interglazialbildungen ein, die aus dunklen, faulschlammhaltigen Sanden bestehen und nach Osten zu bald mächtiger werden, während die Sande der vorigen Stufe ganz auskeilen. Es ist nun an der Wand deutlich zu erkennen, daß die Interglazialschichten zusammen mit den unterlagernden Glindower Tonen zuerst eine Mulde bilden, sodann wieder zu einem Sattel ansteigen und nach der SO-Ecke der Grube zu wieder in eine Mulde absinken. In diesen Mulden sammeln sich über den Glindower Tonen die Sickerwässer und treten in der Grube als Quellen zutage, indem sie den Anlaß zu Rutschungen des Gehänges geben. Die Steinsohle mit den darüberliegenden kiesigen Sanden schneidet diese Sättel und Mulden horizontal ab.

Hier an der Südwand, insbesondere in der Gegend der östlichen Mulde und des Sattels, treten in den Faulschlammsanden die Paludinen- und Unionenbänke auf, in denen besonders die Paludinen in großer Menge vorkommen. Sie sind auch häufig in ganzen Exemplaren — mit Epidermis und Farben erhalten — zu sammeln, während die Zweischaler sehr zerbrechlich sind und nur durch Tränken mit Gummilösung an Ort und Stelle und sehr sorgfältiges Verpacken in leidlich vollständigen Stücken zu gewinnen sind. In dieser Gegend sind auch die meisten Knochenfunde, besonders vom Riesenhirsch, gemacht worden. Auch ein Biberstock fand sich hier. In der Südwestecke der Grube fehlen Unionen und Paludinen schon wieder, und es stellen sich als Hauptvertreter der Fauna *Bithynia* und *Val. antiqua* sowie Pisidien ein.

Unter den interglazialen Schichten, in deren unteren Lagen sich bisher trotz eifrigen Suchens keine arktischen Fossilien fanden, liegt überall der Glindower Ton, zuoberst als grauer toniger Feinsand ausgebildet, der durchweg den Boden der oberen Grubensohle bildet.

Die Aufschlüsse an der Westwand waren weniger deutlich zu sehen, da hier das Gehänge stark verrutscht war. Es zeigt sich indessen mit Sicherheit, daß die Talsande und die darunter folgenden Sande mit großen Blöcken und der Steinsohle ziemlich gleichmäßig, nur vielleicht in etwas größerer Mächtigkeit nach Norden zu fortsetzen. Die dunklen fossilführenden Schichten heben sich indessen schnell heraus und verschwinden, und an ihre Stelle treten gelbliche kalkige Sande mit Wellenschichtung und kohligen Zwischenlagen, die hier die Interglazialschichten vertreten. Darunter folgen die grauen Sande der Glindower Tone.

Klarer und deutlicher wird das Profil wieder an der Nordwand. Die Schichten bleiben genau dieselben. Nur reichern sich in den gelben Sanden die kohligen Teilchen stellenweise so stark an, daß dickere Lagen entstehen. Unweit der Nordwestecke, etwas nach Osten zu, tritt sogar ein etwa 15—20 cm starkes kohliges Flözchen auf, das als Schwemmtorf anzusehen ist. An Conchylien kommen ganz vereinzelt Valvaten und Pisidien in den gelben Sanden vor. Noch weiter nach Osten zu, etwa in der Mitte der Wand, gehen dann die gelben kalkigen Sande in sandige Torfe über, die zahlreiche Conchylien führen und an der Basis von einer ca. 5—8 cm starken Conchylienschicht unterlagert werden. Diese ganze Schichtenfolge der gelben Sande einschließlich der Torfe und torfigen Sande sowie der Conchylienbänke ist wohl als echte Interglazialbildung anzusprechen. Unterlagert werden sie wieder von den grauen Feinsanden der Glindower Tone, aus denen sie anscheinend einen Teil ihres Materiales entnommen haben. Über den Interglazialschichten liegen in der Nordwestecke die kiesigen Sande mit großen Blöcken und der Steinsohle. Weiter nach Osten zu stellen sich in der Lage der Steinsohle, etwa in der Gegend des Schwemmtorfes, zuerst Brocken und kurze Linsen von Geschiebemergel ein. Noch weiter nach Osten, am Ende der sandigen Torfe mit Conchylien, nehmen diese Geschiebemergeleinlagerungen an Mächtigkeit zu und schließen sich an der Basis der Sande, unter der Steinsohle, zu einer Geschiebemergelbank zusammen, die noch weiter nach Osten auf Kosten der überliegenden Sande immer mächtiger wird. Der Ge-

schiebemergel zeigt aber an manchen Stellen eine eigentümliche Ausbildung. Es besteht aus sandigen Tonen mit wenig Geschieben und zeigt deutliche Schichtung. Er ist indessen unzweifelhafter Geschiebemergel. Seine abweichende Ausbildung muß man sich wohl als eine Art Lokalmoräne vorstellen, bestehend aus großen Mengen der unterliegenden Glindower Tone, die durch das darübergeschobene Eis an Stellen aufgenommen worden sind, an denen sie damals die Oberfläche bildeten.

Dadurch, daß die kiesigen Sande mit den großen Blöcken und der Steinsohle hier deutlich in Geschiebemergel übergehen, ist wohl der sichere Beweis geführt, daß sie der Grundmoräne der jüngeren Eiszeit entsprechen. Sie sind während oder kurz nach dem Abschmelzen des Eises dadurch entstanden, daß der eben abgesetzte normale Geschiebemergel von den Schmelzwassern, die durch das Tal flossen, mehr oder weniger vollständig zerstört und ausgewaschen worden ist. Die Steinsohle, die überall deutlich, wenn auch nicht sehr mächtig ist, zeigt ihre Basis an.

Aber noch eine andere Erscheinung bestätigt die Ansicht, daß diese Sande mit der Steinsohle Stellvertreter einer Grundmoräne sind. An der Nordwand finden sich, z. T. unter dem Geschiebemergel, z. T. aber auch unter der Steinsohle der Sande, kleine und größere Stauchungen und Faltungen der Interglazialschichten, auch Einpressungen von nordischem Material in die unterliegenden Bildungen sowie Schollen des Interglazials in den Sanden. Die Störungen greifen hier indessen nicht allzu tief. Die unteren Schichten liegen verhältnismäßig ungestört und horizontal. Anders dagegen an der Südseite. Hier sind, wie oben schon ausgeführt wurde, die Interglazialschichten mitsamt den Glindower Tonen darunter in größere, hier nördlich verlaufende Sättel und Mulden zusammengeschoben. Außerdem zeigte sich aber auch eine Faltung ungefähr in Ost-Westrichtung, die noch dadurch angedeutet wird, daß die Interglazialschichten zurzeit nach Norden einfallen. Als die Südwand noch weiter im Norden stand, war deutlich ein Herausheben der Schichten nach Norden, also ein Einfallen nach Süden zu, bemerkbar. Ein Herausheben der Schichten in demselben Sinne, aber in weit stärkerem Maße, ist ferner weiter im Süden, beim Dorfe Phoeben, vorhanden. Hier hebt sich der Geschiebemergel, der auf dem alten geologischen Blatte Ketzin allerdings als Unterer (*dm*) bezeichnet ist, aber unzweifelhaft der letzten Vereisung angehört, unter den Talsanden am Hange der Phoebener Heide heraus, und unter ihm kommen die Sande der Rixdorfer Stufe sowie

die Glindower Tone in steiler Lagerung in die Höhe. Diese Störungen des Untergrundes sind als Aufpressung durch das später darüber hinweggehende jüngste Inlandeis aufzufassen und würden allein schon ein interglaziales Alter der Phoebener fossilführenden Ablagerungen beweisen.

Auch an der Nordwand der Phoebener Grube liegen über den jungdiluvialen Sanden noch Talsande und darüber die als alluvial angesprochene humose Sandlage, die aber etwa in der Mitte der Wand in einen conchylienführenden Moormergel von etwa $^1/_3$ m Mächtigkeit übergeht.

An der Ostwand schließlich haben sich die interglazialen Schichten gänzlich ausgekeilt, und es liegt hier im Norden Geschiebemergel, der in seinem unteren Teile deutlich geschichtet ist, unmittelbar auf den grauen Sanden der Glindower Tone. Nach Norden zu keilt aber auch hier der Geschiebemergel aus und geht in die kiesigen Sande mit der Steinsohle über, die unmittelbar durch die Feinsande der Glindower Tone unterlagert werden. In diesen Sanden sowie in der Steinsohle finden sich ziemlich häufig die Conchylien des Phoebener Interglazials auf sekundärer Lagerstätte zusammen mit vereinzelten vom Menschen bearbeiteten Feuersteinen.

In der obere Sohle der Grube, die zur Zeit unserer ersten Mitteilung allein vorhanden war, ist nun in neuerer Zeit an der Südostseite eine 6 m tiefe Grube ausgebaggert worden, in der die Glindower Tone, und zwar die tieferen, tonigen Schichten derselben, für die Ziegelei gewonnen werden. Sie geben im übrigen ein ganz ausgezeichnetes Material für Ziegel, viel besser als die Haveltone der alten Ketziner Ziegeleien und auch als die meisten der Glindower Gruben. Unter diesem Ton wird gelegentlich beim Baggern der sie unterlagernde Geschiebemergel der mittleren Vereisung mit in die Höhe gebracht.

Eine Brunnenbohrung, die unweit der Grube bei dem Maschinenhaus niedergebracht worden ist, hat nach Angabe des Besitzers, Herrn ERICH DIETRICHS, folgende Schichten erschlossen:

von 0— 1 m Aufschüttung
- 1— 7 - Sand und Kies
- 7— 9 - Ton
- 9—11 - Geschiebemergel
- 11—21 - Kies und Sand.

Sie hat also gezeigt, daß der Untere Geschiebemergel nur eine geringe Mächtigkeit besitzt, darunter aber mächtige glaziale Sande und Kiese folgen. Man darf auf das Resultat der

Bohrung gespannt sein, die von der geologischen Landesanstalt in der Nähe des Aufschlusses geplant ist, um die tieferen Diluvialschichten zu untersuchen und gegebenenfalls die sogenannte ältere Berliner Paludinenbank zu erschließen.

Wenn wir bei unserer ersten Mitteilung mit einem gewissen Vorbehalt die Ansicht vertraten, daß die Phoebener Paludinenschichten einem anderen, jüngeren Interglazial angehören als die Schichten mit *Paludiana diluviana* KUNTH, so hat sich inzwischen diese unsere Ansicht immer mehr gefestigt, und zwar aus mehreren Gründen. Einmal hat sich bestätigt, daß in all den zahlreichen Bohrungen, in denen die ältere Berliner Paludinenbank angetroffen worden ist, dieselbe in bedeutend tieferem Niveau — immer ca. 10 m unter dem Meeresspiegel — liegt, so vor allem auch in den Phoeben zunächst liegenden Bohrungen, einmal bei Eiche, in der Nähe von Potsdam, etwa 9 km östlich von Phoeben, und sodann auch in den neuerdings ausgeführten Bohrungen am Verschiebebahnhof Wustermark, ca. 14 km nördlich davon. Ein wichtiger Anhaltspunkt für die Altersverschiedenheit beider Ablagerungen ist ferner der Umstand, daß bei der Nachprüfung des sehr reichen Materiales an Fossilien in der Sammlung der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt in der sog. älteren Paludinenbank nur *Paludina diluviana* KUNTH mit ihren beiden Varietäten var. *gracilis* NEUM. und var. *crassa* NEUM. vorkommt, bei Phoeben aber nur *Paludina duboisiana* MSS., in den Sanden der Rixdorfer Stufe, z. B. beim Dorfe Phoeben und in der Kiesgrube am Rienmeistersee im Grunewald, sowie bei Glindow beide verschleppt zusammen auftreten, *Paludina diluviana* allerdings weit häufiger. *Pal. duboisiana* MSS. hat sich noch an einer ganzen Reihe von Stellen gefunden, so z. B. in den Kalklagern bei Nennhausen, unweit Rathenow, am Premnitzer Berge auf Blatt Bamme, von wo sie mir Herr WAHNSCHAFFE freundlicherweise übergab, und an anderen Punkten, die in anderem Zusammenhange näher besprochen werden sollen. Aber überall tritt sie ohne *Pal. diluviana* auf. Auch ihre Begleiter sind völlig verschieden. *Lithoglyphus naticoides*, *Neritina fluviatilis* und vor allem *Valvata naticina* sind bisher bei Berlin nur mit *Paludina diluviana* zusammen gefunden, obwohl die Faulschlammsande von Phoeben durchaus eine geeignete Lagerstätte für diese Arten wären. *Valvata naticina* MKE. ist eine Form, die in den Sanden von Mosbach und Hangenbieten häufig ist, in interglazialen Schichten Ostpreußens durch Herrn TORNAU nachgewiesen wurde und lebend auf Ostdeutschland beschränkt ist.

Was den Charakter der Phoebener Fauna betrifft, so dürfte wohl kein Zweifel darüber bestehen, daß dieselbe „interglazial" genannt werden muß, d. h. in einem gemäßigten Klima gelebt hat, als das Eis mindestens aus Deutschland verschwunden gewesen ist. Denn Formen wie *Paludina duboisiana* und *Planorbis corneus*, deren Verwandte ihre Hauptverbreitung in subtropischen Ländern haben, und die selbst zu den am weitesten nach Norden vorgeschobenen Gliedern ihrer Sippe gehören, haben nicht in der Nähe des Eises, zu einer „Interstadialzeit" gelebt. *Planorbis corneus* sowie die Phoebener *Paludina* und nächsten Verwandten, unsere *Pal. vivipara* und *Pal. fasciata*, gehören auch in der Postglazialzeit zu den jüngsten Einwanderern im nördlichen Deutschland. (*Pal. duboisiana* fand sich auch subfossil in jungen Havelsanden und lebend ganz selten in der Havel selbst.)

Es bleibt noch übrig, einige Worte über die Stellung des Rixdorfer Horizontes zu sagen. Schon LOSSEN hatte in seinem Werke über den Boden der Stadt Berlin darauf aufmerksam gemacht, daß die Fauna der conchylienführenden Ablagerungen aus der Berliner Gegend durchweg für ein gemäßigtes Klima spräche, während die Fauna der großen Wirbeltiere, vor allem in den Rixdorfer Kiesgruben, deutlich eine Beimengung kälterer Bestandteile wie Moschusochse, Renntier und Mammut sowie *Rhinoceros tichorhinos* zeige. Dieser Umstand war es auch gewesen, der einen von uns (MENZEL) früher bewogen hatte, den Rixdorfer Horizont nicht als Interglazial anzuerkennen. Unsere neueren Untersuchungen haben nun Aufklärung über die Stellung dieses Horizontes zu den conchylienführenden Ablagerungen gebracht. Es zeigen sich an mehreren Stellen, wie z. B. bei Phoeben (Dorf) und auch bei Körbiskrug usw., daß die Sande und Kiese der Rixdorfer Stufe entweder unmittelbar die conchylienführenden echten Interglazialablagerungen überlagern oder, wo diese fehlen, über tieferen Schichten (Glindower Tonen, Mittlerem Geschiebemergel usw.) liegen, aber verschleppte Fossilien oder Gerölle aus dem jüngeren Interglazial enthalten. Daraus geht hervor, daß sie nach Absatz der echten Interglazialbildungen entstanden sind. Da sie aber einerseits nordische Gäste einschließen und anderseits von ganz anderer petrographischer Beschaffenheit sind, Absätze viel stärkeren und bewegteren Wassers darstellen, so ergab sich für uns von selbst die Vorstellung, daß der Rixdorfer Horizont sich unter dem Einfluß der inzwischen wieder begonnenen Eiszeit, vor dem Heranrücken der Vereisung, gebildet haben muß. Man könnte ihn

deshalb, wie MENZEL es früher getan hat, schon in den Beginn der folgenden Eiszeit setzen. Wir haben es aber in Übereinstimmung mit der bisherigen Benennung vorgezogen, ihn als oberes „kälteres“ Interglazial zu bezeichnen.

Beifolgende Übersichtstabelle mag die Gliederung des Diluviums in der Umgegend von Berlin nach dem heutigen Stand unserer Kenntnisse erläutern.

Übersicht über die Gliederung des Diluviums in der Umgegend von Berlin.

<table>
<tr><td>Alluvium</td><td colspan="2">Noch wenig erforscht.</td></tr>
<tr><td rowspan="7">Diluvium</td><td>III.
Vereisung</td><td>Tone (Niemegker Ton), Talsande.
Geschiebemergel, Geschiebesand.
Sand und Kies.</td></tr>
<tr><td rowspan="2">2.
Interglazialzeit</td><td>Diskordantgeschichtete Sande und Kiese des Rixdorfer Horizontes.
(Kaltes Interglazial.)</td></tr>
<tr><td>Paludinenhorizont von Phoeben.
(Torf von Motzen, Schichten von Nennhausen usw.)
(Echtes Interglazial.)</td></tr>
<tr><td>II.
Vereisung</td><td>Glindower Ton.
Geschiebemergel, Sand und Kies.</td></tr>
<tr><td>1.
Interglazialzeit</td><td>Sand und Kies.
Schichten mit Paludina diluviana KUNTH.
(Älterer Paludinenhorizont der Berliner Gegend.)</td></tr>
<tr><td>I.
Vereisung</td><td>Tone im Osten von Berlin.
Geschiebemergel, } unter der älteren
Sand und Kies } Paludinenbank.</td></tr>
</table>

Als Anhang mag noch die Liste der bisher nachgewiesenen Fauna der Phoebener Interglazialablagerung hier angeschlossen werden. Die Wirbeltierreste sind von Herrn H. SCHROEDER bestimmt, die Conchylien von Herrn MENZEL. Von letzterem ist auch eine Reihe von menschlichen Artefakten, in Gestalt von bearbeiteten Feuersteinen, meist in der Steinsohle der oberen kiesigen Sande gefunden worden. Es ließen sich bis jetzt nachweisen:

Homo sp. Artefakte.

A. Säugetiere:

1. *Rhinoceros* sp.
2. *Elephas* sp.
3. *Equus caballus* L.
4. *Sus scrofa* L.
5. *Bison* sp.
6. *Cervus euryceros* ALDROW.
7. *Cervus capreolus* L.
8. *Castor* sp. Ein Biberstock.

B. Fische:

1. *Esox lucius* L.
2. *Perca fluviatilis* L.

C. Mollusken:

1. *Hyalina glabra* FÉR.
2. - *nitidula* DRP.
3. - *hammonis* STROEM.
4. - *crystallina* MÜLL.
5. *Vallonia costata* MÜLL.
6. - *pulchella* MÜLL.
7. *Monacha incarnata* MÜLL.[1])
8. *Pupa muscorum* MÜLL.
9. *Vertigo pygmaea* DRP.
10. *Cionella lubrica* MÜLL.
11. *Succinea pfeifferi* RSSM.
12. *Carychium minimum* MÜLL.
13. *Limnaea stagnalis* L.
14. - *ovata* DRP.
15. - *lagotis* SCHR.
16. - *peregra* MÜLL.
17. - *glabra* MÜLL.
18. - *truncatula* MÜLL.
19. - *palustris* MÜLL.
20. *Physa fontinalis* L.
21. *Planorbis corneus* L.
22. - *umbilicatus* MÜLL.
23. - *vortex* L.

---

[1]) Das einzige bisher gefundene Exemplar erhielten wir von Herrn Konservator E. KRAUSE.

24. *Planorbis leucostoma* MÜLL.
25. - *contortus* L.
26. - *albus* MÜLL.
27. - *gredleri* BZ.
28. - *septemgyratus* RSSM.
29. - *stelmachoetius* BGT.
30. - *glaber* JEFFR.
31. - *crista* L.
32. - *nautileus* L.
33. - *nitidus* MÜLL.
34. *Ancylus lacustris* L.
35. *Paludina duboisiana* MSS.
36. *Bythinia tentaculata* L.
37. - *leachi* SHEPP.
38. *Bythinella* sp.
39. *Vitrella* sp.
40. *Valvata antiqua* SOW.
41. - *piscinalis* MÜLL.
42. *Sphaerium corneum* L.
43. *Pisidium amnicum* MÜLL.
44. - *supinum* A. SCHM.
45. - *milium* HELD.
46. *Unio tumidus* RETZ.
47. - *batavus* (LAM.) MILL.

Zum Schlusse halten wir es für unsere Pflicht, zu betonen, daß Herr Ziegeleibesitzer ERICH DIETRICH in Ketzin nicht Zeit und Mühe gescheut hat, die wertvollen paläontologischen Funde in seiner Grube der Wissenschaft zu retten, und ferner sowohl uns bei unseren Arbeiten in dem schönen Aufschlusse stets das größte Entgegenkommen bewiesen, wie auch der Gesellschaft bereitwilligst die Genehmigung zum Besuch der Grube gegeben hat. Wir verfehlen daher nicht, ihm auch an dieser Stelle unseren verbindlichsten Dank auszusprechen.

---

50. Zur Frage nach der Altersstellung der oberen Abteilung des Mainzer Tertiärs.

Von Herrn C. Mordziol.

Aachen, den 20. August 1910.

In Nr. 2 dieser Monatsberichte (Februar 1910) hat Herr v. Koenen einige Einwände gegen meinen Aufsatz „Über die Parallelisierung der Braunkohlenformation im Rheinischen Schiefergebirge mit dem Tertiär des Mainzer Beckens und über das Alter der Cerithienkalkstufe" (Verhandl. d. Naturhistor. Ver. der preuß. Rheinl. u. Westfalens für 1909) veröffentlicht, die mich zu den nachfolgenden Bemerkungen veranlassen. Daß ich erst jetzt auf die v. Koenensche Mitteilung zurückkomme, hat seinen Grund darin, daß mir gerade damals die wichtige Studie von Dollfus (Essai sur l'étage aquitanien. Bull. des services de la Carte géol. de la France etc. Paris 1909)[1]) zugänglich ward, die, wie ich gleich zu Anfang betonen möchte, in mancher Beziehung sehr zugunsten der von mir vertretenen Ansicht eines untermiocänen Alters der Cerithienkalkstufe spricht, obgleich Dollfus zu einem anderen Ergebnis kommt. Ferner waren damals Ausführungen über die Altersfrage von Herrn Steuer in Aussicht gestellt, die nun vor kurzem erschienen sind[2]).

Auch hatte ich bald nach dem Erscheinen der v. Koenenschen Mitteilung in einem Vortrage auf der a. o. Hauptversammlung der „Geologischen Vereinigung" am 4. Mai d. J. in Frankfurt a. M. bereits Gelegenheit, auf die v. Koenenschen Ausführungen zu sprechen zu kommen. Ferner möchte ich noch im voraus auf eine Arbeit hinweisen, die z. Z. in den Verhandl. des Naturhistor. Ver. der preuß. Rheinl. u. Westfalens als Fortsetzung meines anfangs genannten Aufsatzes im Erscheinen begriffen ist, und die in erster Linie den Vergleich der Fauna des Cerithienkalks mit dem „Aquitanien" Südwestfrankreichs zum Gegenstand hat. Reichliches Vergleichsmaterial aus Südwestfrankreich verdanke ich den Herren Kinkelin und Drevermann.

---

[1]) Vgl. auch die etwas später erschienene Notiz: Dollfus: Observations sur la classification des terrains tertiaires. Compte rendu somm. des séances de la société géologique de France, Nr. 10. Séance du 2 mai 1910.

[2]) Steuer: Die Gliederung der oberen Schichten des Mainzer Beckens und über ihre Fauna, Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde u. der Großh. Geol. Landesanst. zu Darmstadt für das Jahr 1909. Darmstadt, S. 41—67.

Zunächst sei bemerkt, daß derjenige, der meinen Aufsatz nicht selbst gelesen hat, auf Grund der v. KOENENschen Mitteilung die Meinung erhalten kann, ich hätte auch den Cerithienkalk für eine Bildung fluviatilen Ursprungs erklärt. Das lag jedoch nie in meiner Absicht, sondern mit dem Ausdruck eines „fluviatilen Ursprungs" beziehe ich mich lediglich auf die Cerithiensande und -Schotter und nicht auf die Kalke. Auch habe ich diesen Ausdruck der Kürze halber in der Zusammenfassung am Schlusse meiner Arbeit gebraucht, nachdem ich vorher meine Ansicht über diese Bildungen etwa in folgender Weise zum Ausdruck gebracht habe: Die Quarzschotter und Sande der unteren Cerithienkalkstufe scheinen **deltaartig** in die Ablagerungen des Mainzer Beckens einzugreifen. Reine Strandablagerungen dürften es nicht sein; hiergegen spricht ihre große Ausbreitung und ihre vielfach (in der Wetterau!) vorhandene fluviatile Struktur[1]), die sich von der Struktur echter Strandkonglomerate wohl unterscheidet. Die größere Masse dieser Quarzgerölle und Sande dürfte daher zunächst durch fluviatile Tätigkeit aus dem Inneren des damals als niedrig gelegenes Hügelland vorhandenen Rheinischen Schiefergebirges herbeitransportiert worden sein. Diese Gewässer, die also das Material herbeischafften (weshalb ich das letztere in diesem Sinne als von „fluviatilem Ursprung" bezeichnete), ergossen sich auch teilweise in Form mehrerer Mündungsarme in das Meer des Mainzer Beckens, wohin sie deltaartig große Massen von Quarzsand und Quarzgeröllen vorschoben. Wenn ich auch die früheren Ansichten von SANDBERGER und KINKELIN zitierte, weil sie zugunsten dieser Auffassungen sprechen, so geht doch aus meinen Ausführungen (a. a. O., besonders S. 181 u. 189) hervor, daß ich noch nicht einmal in meinen Folgerungen so weit gehe wie diese Forscher, die sogar innerhalb des Bereiches des Mainzer Beckens (in der Wetterau) echte Flußläufe zur Zeit der unteren Cerithienkalkstufe angenommen hatten[2]), sondern daß ich die Cerithiensande und -schotter lediglich als deltaartig am damaligen Meeresboden eingeschwemmte Massen auffasse, die jedoch nicht allein durch die brandende Wirkung am Strande entstanden sind, sondern deren

---

[1]) Daß diese Struktur überall vorhanden sein müsse, ist damit **nicht** gesagt; ich wollte nur mit Nachdruck darauf hinweisen, daß sie in der Wetterau mancherorts in den unteren Cerithienschichten zu beobachten ist (z. B. Vilbel, Gegend von Münzenberg, Wieseck bei Gießen).

[2]) Vgl. besonders KINKELIN: Eine Episode aus der mittleren Tertiärzeit des Mainzer Beckens. Ber. über die Senckenb. Naturf. Ges. Frankfurt a. M. 1890, S. 109—124.

Material in dem oben angegebenen Sinne „fluviatilen Ursprungs“ ist. Gern gebe ich jedoch zu, daß dieser Ausdruck unglücklich gewählt ist und — aus dem Zusammenhang mit meinen übrigen Ausführungen gelöst — leicht zu Mißverständnis Anlaß geben kann, wie das offenbar bereits geschehen ist. Ich will daher in Zukunft diesen Ausdruck nicht mehr gebrauchen, sondern anstatt dessen die Cerithiensande und -schotter als **fluvio-marin** bezeichnen, was meine Anschauungen noch präziser zum Ausdruck bringt.

Viel wichtiger ist die Frage nach dem Alter der Cerithienkalkstufe. In den letzten Jahrzehnten ist unter der Mitwirkung von BOETTGER und KINKELIN die v. KOENENsche Ansicht zu allgemeiner Anerkennung gelangt, daß die alte SANDBERGERsche Klassifikation des Mainzer Tertiärs, wonach die Oligocän-Miocängrenze zwischen Cyrenenmergel und Cerithienkalk fällt, nicht richtig sei, sondern daß der Cerithienkalk noch in das Oligocän gehöre und erst der sog. Corbiculakalk die Basis des Miocäns darstelle — eine Ansicht, die bereits allgemein in unsere Lehrbücher (KAYSER, CREDNER u. a.) übergegangen ist. Nun liegt aber der einzige wirkliche Schnitt innerhalb der Schichtfolge des Mainzer Tertiärs zwischen Cyrenenmergel und Cerithienkalk. Dadurch werden zwei stratigraphisch und faunistisch gegensätzliche Abteilungen abgetrennt. Nach der v. KOENENschen Ansicht würde aber die sonst recht bedeutungsvolle Oligocän-Miocängrenze mitten in die ununterbrochenen Kalkschichten der oberen Abteilung fallen. Das könnte unter Umständen ohne weitere Bedeutung sein, wenn die Fauna des Cerithienkalkes ein oberoligocänes Alter bewiese. Aber ich glaube zeigen zu können, daß dies nicht mit unbedingter Sicherheit der Fall ist. In dieser Hinsicht muß ich auf meine demnächst erscheinende Arbeit (s. oben) verweisen. Nur die allgemeinen Tatsachen seien hier herausgegriffen: Das „Aquitanien“ Südfrankreichs wird jetzt auch von DOLLFUS an die Basis des Miocäns gestellt mit Ausnahme der tiefsten Schichten (Kasselien); seine endgültige Altersstellung dürfte damit erzielt sein. Zu diesem „Aquitanien“, das früher zum größeren Teil für Oligocän galt, gehört unter anderem die Fauna von Saucats, die nach BOETTGERs früherer und heutiger Anschauung den Cerithienschichten des Mainzer Beckens entspricht. Darnach wäre zu erwarten gewesen, daß auf Grund dieser Sachlage DOLLFUS dahin gekommen wäre, unseren Cerithienkalk mit dem „Aquitanien“ zu parallelisieren. Damit wäre auch DOLLFUS zu einem untermiocänen Alter des Cerithienkalks gelangt, wie ich diese

Altersbestimmung aus anderen Gründen schon vorher vermutet hatte, ob allerdings damals mit Recht, ist unsicher geworden, hier aber ohne Bedeutung.

Jedoch kam DOLLFUS zu dem Ergebnis, daß der Cerithienkalk älter als das Aquitanien sei. Er stellt ihn dem französischen Oberoligocän (Kasselien; Calcaire blanc de l'Agenais) gleich, auf Grund der in beiden Bildungen gemeinsam auftretenden Land- und Binnenmollusken, wobei die beiden Bildungen gemeinsame *Helix Ramondi* in der Tat sehr dafür zu sprechen scheint. v. KOENEN, STEUER, KINKELIN und BOETTGER folgen DOLLFUS, der dann sogar noch weiter geht und die m. E. sicher untermiocänen Corbicula- und Hydrobienschichten ebenfalls in das Oligocän stellt; hierbei folgt ihm STEUER ebenfalls.

Daraufhin teilte ich bereits Mitte Mai d. J. Herrn DOLLFUS brieflich mit, daß es bedenklich sei, wenn er sagt, daß das „Aquitanien" im Mainzer Becken nicht vertreten sei, sondern es sei sehr wohl möglich, daß die Cerithien- und Hydrobienschichten dem „Aquitanien" identisch und nicht dem südwestfranzösischen Oberoligocän gleichzusetzen seien.

Wenn nun STEUER trotz meiner früheren Bedenken, die sich u. a. auch darauf stützten, daß ich schon damals den Cyrenenmergel auf Grund seiner Fauna als oberoligocän ansehen mußte (a. a. O., S. 178, 179), zu dem Schlusse kommt, daß jetzt über die endgültige Stellung des Cerithienkalks zum Oberoligocän **kein Zweifel** mehr herrschen könne, so läßt sich doch dagegen manches einwenden, was verdient, mit in Rücksicht gezogen zu werden. Denn dieser Behauptung stehen in erster Linie folgende Tatsachen entgegen:

1. Die brackischen und die wenigen marinen Formen des Cerithienkalks treten gerade in ihren häufigsten Arten in gleicher Weise im Aquitanien der Bordeaux-Gegend (Saucats usw.) auf (z. B. *Tympanotomus submargaritaceus*, *Potamides Lamarcki* und *P. plicatus*, *Perna Sandbergeri*, *Cytherea incrassata*, *Mytilus aquitanicus*, *Hydrobia ventrosa*, *H. inflata* und *H. aturensis*). Einige dieser Formen sind sogar im französischen Oberoligocän noch nicht vorhanden, sind also in gewissem Sinne charakteristisch für das untermiocäne Aquitanien (z. B. *Mytilus aquitanicus*, *Hydrobia inflata*).

2. Die von STEUER als „oligocäne Formen" aus dem Cerithienkalk angeführten Arten gehen zum Teil — sofern es gemeinsame beider Gebiete sind — auch in Südwestfrankreich aus dem Oligocän in das Miocän (zum Teil ziemlich weit) hinein. Diese Arten können also nur mit Vorsicht für ein oligocänes

Alter unseres Cerithienkalks verwertet werden (z. B. *Perna* cf. *Sandbergeri* oder *Soldani, Cytherea incrassata, Potamides Lamarcki, Cyrena convexa*).

3. Andererseits halte ich den Cyrenenmergel für den Vertreter des Oberoligocäns (ob aber die „Elsheimer Meeressande“ nicht doch mitteloligocän sind, lasse ich einstweilen offen). Für meine Ansicht spricht, daß erstens die Faunenelemente des Cyrenenmergels (besonders die marinen) weitgehende Übereinstimmung nicht nur mit dem Mittel-, sondern auch mit dem Oberoligocän von Kassel zeigen (z. B. *Pectunculus obovatus, Corbula rugulosa, Tellina Nysti, Cytherea incrassata, Isocardia subtransversa, Phasianella ovulum, Perna Sandbergeri, Pecten pictus, Natica helicina, Typhis cuniculus, Rissoa turbinata*), während zweitens eine höchst auffallende Analogie mit französischen Oberoligocänbildungen besteht, hier auch unter den Brackwasserbewohnern. Bemerkenswerterweise trifft dies in beiden Fällen für die wichtigsten Formen des Cyrenenmergels zu, z. B. *Tympanotomus margaritaceus, Potamides Lamarcki, Cytherea incrassata, Rissoa turbinata, Perna Sandbergeri, Murex conspicuus, Hydrobia Dubuissoni* und *Anthracotherium magnum*, das im Mainzer Becken nur bis zum Cyrenenmergel hinaufreicht und aus der Wirbeltierfauna des Cerithienkalks nicht bekannt ist, Formen, die zum Teil auch Hauptleitformen des französischen Oberoligocäns sind.

Es dürfte daher wohl zweckmäßig sein, erst einmal diese Tatsachen in anderer Weise zu erklären, ehe man ein oberoligocänes Alter des Cerithienkalks als feststehend anerkennt. In Anbetracht dieser und meiner früher ausgeführten Gründe halte ich es vorerst für das beste, die alte SANDBERGERsche Klassifikation so lange für richtig zu halten, bis sie widerlegt ist. Das ist aber bis heute noch **nicht** geschehen, und trotzdem hat man sie so gut wie allgemein aufgegeben. Nur LEPSIUS macht unter den Geologen des Mainzer Beckens hierin eine Ausnahme.

Es ist einleuchtend, daß zu einer endgültigen Entscheidung der von mir angeschnittenen Altersfragen noch viele paläontologische Einzeluntersuchungen notwendig sind. Mit dieser Notiz sollte nur gezeigt werden, daß die Altersbestimmung für das Mainzer Tertiär einer Revision bedarf, und daß insbesondere ein oberoligocänes Alter für den Cerithienkalk noch nicht als zweifellos gelten kann. Noch bedenklicher dürfte die DOLLFUS-STEUERsche Annahme eines oligocänen Alters auch der Hydrobienkalkstufe sein.

51. Beitrag zur Tektonik des nördlichen Schwarzwaldes zwischen Baden-Baden und Herrnalb.

Von Herrn Ernst Becker.

Mit 1 tektonischen Übersichtskärtchen[1]) und 7 Profilen im Text.

Heidelberg, den 2. Juni 1910.

Einleitung.

Seit Erscheinen H. v. Ecks Karte in 1 : 50000 und seiner „Geognostischen Beschreibung“[2]) des in Rede stehenden Abschnittes des nördlichen Schwarzwaldes liegen nur Arbeiten vor, die sich nicht mit der dortigen allgemeinen Geologie beschäftigen, sondern mit speziellen Fragen. Außer den in der Großh. Bad. Geolog. Landesanstalt (Bd. V, 1907, S. 347 ff.) veröffentlichten paläontologischen Studien von J. T. Sterzel sei nur noch diejenige von H. Eisele[3]) hervorgehoben, die sich die Untersuchung der genetischen Beziehungen der älteren, krystallinen Vorkommen (= Übergangsgebirge) zu den jüngeren Graniten der Gegend zur Aufgabe stellte.

H. v. Ecks hervorragende Veröffentlichungen bilden somit die jüngsten Mitteilungen bezüglich des allgemein-geologischen Charakters jenes Gebietes.

Letztgenannter Forscher hat in seinem bereits zitierten Werk eine Übersicht über die vor ihm stattgefundenen, einschlägigen Veröffentlichungen gegeben, so daß Verf. sich begnügen kann, hierauf zu verweisen.

Die seit Erscheinen des Eckschen Werkes geschehenen Einzelforschungen in unserem südwestdeutschen Gebirgskomplex haben ergeben, daß die Absenkung der Rheintalscholle in ihren heute erkennbaren Folgen sich nicht nur in Abbruchslinien am Rande gegen die stehengebliebenen Horste zu erkennen gibt. Dieses gewaltige, erdgeschichtliche Phänomen der Rheintalsenkung hat vielmehr seine Spuren hinterlassen bis weit in jene Horstgebirge hinein.

---

[1]) Mit Rücksicht darauf, daß die Blätter Baden-Baden und Gernsbach in geologischer Bearbeitung nicht mehr allzulange auf sich warten lassen dürften, sei im übrigen auf den Vergleich mit Ecks Karte hingewiesen.

[2]) Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. Berlin 1892.

[3]) Diese Zeitschr. **59**, 1907, *S. 131*.

Man wird dem Verf. zugeben können, daß seit ECKs Veröffentlichung das Kapitel der „Tektonik" in der „Allgemeinen Geologie" eine beachtenswerte Erweiterung erfahren hat auf Grund der kartographischen Aufnahme, innerhalb jenes Kapitels im besonderen die Frage der „Bruch"-Vorgänge gegenüber dem „Faltungs"-Phänomen.

Obwohl die ECKsche Karte einige „Verwerfungs"linien aufweist, wurden dennoch damals Lagerungsverhältnisse auf die paläozoische Gebirgsfaltung allein zurückgeführt, welche wir heute notwendig als Ergebnis von Verwerfungserscheinungen jüngeren Datums auffassen müssen.

Unter solchen Hinweisen auf die früheren Forschungen, möge es dem Verf. gestattet sein, seine an Ort und Stelle gemachten Beobachtungen hier niederzulegen, in welchen er glaubt, in manchem von den Anschauungen älterer Forscher abweichen zu müssen.

Im Herbst 1908 war ich von der Direktion der Großh. Bad. Geologischen Landesanstalt mit der Herstellung eines geologischen Profils der Murgtalbahn von Gernsbach bis zur württembergischen Landesgrenze beauftragt worden. Diese Bahn zweigt von der Rheintalbahn in Rastatt ab und besteht bis zu dem 6 km oberhalb Gernsbach gelegenen Ort Weisenbach schon längere Jahre. Die Fortsetzung von letztgenanntem Ort bis zu dem etwa in der Mitte des Murgtales gelegenen Forbach befand sich im Herbst 1908 im Bau. Von Forbach bis zur Landesgrenze ist die Bahnlinie in ihrer Trace festgelegt und bereits in der jüngsten Auflage des topographischen Blattes „Forbach" (bad. Nr. 74) eingetragen[1]).

Die Untersuchungen der neuen Bahnlinie durch den Verf. begannen bei Weisenbach. Naturgemäß bildete dennoch das nördliche Areal des Blattes Gernsbach für Verf. die Basis für seinen Spezialauftrag.

Von Rastatt fährt die Bahn nach Eintritt in das Gebirge unterhalb Rothenfels durch triadische Formationen, die jedoch im allgemeinen von diluvialen Ablagerungen verdeckt sind (vgl. ECKs Karte).

Bei dem Ort Ottenau schließt die Bahnlinie permische Ablagerungen auf, und zwar Oberes Rotliegendes, welches zunächst bis zum Ort Hörden links von der Fahrtrichtung das Gehänge des Murgtales bildet.

---

[1]) Längsprofile sowohl der im Bau befindlichen als auch der projektierten Teilstrecke nebst Erläuterungen sind den Akten der Großh. Bad. Geolog. Landesanstalt einverleibt worden.

Am Südausgang von Hörden beobachten wir zur rechten Seite einen langen schmalen Bergrücken, der sich zungenartig von dem westlichen Badener Gebirgskomplex gegen das Murgtal vorschiebt und ebenfalls aus Schichten des Oberen Rotliegenden besteht. Dessen östliches Ende, im Verein mit den Rotliegend-Felsen am rechten Murggehänge, bildet gleichsam ein schmales Tor, durch welches sich die Murg in früheren, geologischen Zeiten hindurchgearbeitet hat. Durch dieses Tor in der Rotliegend-Formation tritt die Bahn in den weiten Talkessel von Gernsbach ein, dessen Boden fast zur Hälfte seiner W—O-Ausdehnung von dem vielverzweigten Murgfluß eingenommen wird.

Von Hörden ab aufwärts ziehen sich beiderseits der Murg die Gehänge nach Ost und West zurück, um sich oberhalb der Stadt Gernsbach wieder zu einem engen Tal zu vereinigen.

Nach Verlassen des Ortes Hörden erkennt das geologisch geschulte Auge von der Bahn aus linksseitig an dem allgemeinen Charakter des östlichen Murgtalgehänges das Anhalten der permischen Formation bis zum Passieren des Leutersbachtälchens, das, von Loffenau kommend, in den Gernsbacher Talkessel mündet.

Mit Verlassen des Bahnhofs Gernsbach tritt die Bahn in das abermals sich verengende Tal der Murg ein, und zwar in Granit, um diesen bis zur Landesgrenze, einschl. der projektierten Reststrecke, nicht mehr zu verlassen.

Ein Blick auf die Eckसche Karte zeigt, daß das Granitmassiv von Gernsbach ab südwärts Höhen von 600 m (Teufelsmühle) erreicht und in jener Meereshöhe sich erst der Buntsandstein aufsetzt; ferner sehen wir, daß das Nordgehänge des Leutersbachtales von Rotliegendem, das Südgehänge dagegen bis in höheres Niveau von Granit gebildet wird.

Solche Verhältnisse mußten mir von vornherein den Gedanken nahelegen, daß der Leutersbachgrund den Verlauf einer über die Murg setzenden Verwerfung darstellen möchte.

Die mir für die Begehung der neuen Bahnstrecke gewährte Zeit und andere Berufsarbeiten gestatteten mir nicht, im Herbst 1908 jener tektonischen Frage nachzugehen, und erst das folgende Frühjahr 1909 gab mir Gelegenheit dazu.

Während die Ecksche Karte aus Mangel an Isohypsen eine genaue Feststellung der Lagerungsverhältnisse nicht zuläßt, unterrichtet uns die „Geognostische Beschreibung“ in allen Einzelheiten durch Angaben von Höhenpunkten für die verschiedenen Grenzlinien zwischen zwei stratigraphischen Hori-

zonten sowie durch die lokal genau bestimmten Maßzahlen für die Einfallswinkel über die Lagerungsverhältnisse.

Verf. machte es sich zur Aufgabe, die Höhenlagen der für die vorliegenden Fragen in Betracht kommenden Sedimente an Ort und Stelle in die topographischen Karten einzutragen und auf solche Weise die von Eck gegebenen Horizonte nachzuprüfen.



Fig. 1.
Tektonisches Übersichtskärtchen des nördlichen Schwarzwaldes.
1 von Eck, *2* vom Verfasser beobachtete Verwerfungen.

Obwohl nun aus der Eckschen Karte jene Horizonte nur annähernd, beim Mangel an Isohypsen, zu ermitteln waren, fand Verf. eine solch einwandfreie Übereinstimmung mit den Eckschen Höhenangaben, daß jene ältere Karte unmittelbar als Vorlage (in doppeltem Maßstab) zur Übertragung auf die Meßtischblätter gelten könnte, abgesehen von den Quartärbildungen, deren kartographischen Darstellung und Gliederung man damals nicht die Bedeutung wie heute beigemessen hat.

Der Eckschen Karte entspricht nicht ganz das Areal, welches von den beiden Meßtischblättern „Baden“ und „Gerns-

bach“ einbegriffen wird. Nach meinem Dafürhalten besteht die Wahrscheinlichkeit, daß eine erneute Aufnahme des Gebietes der stratigraphischen Einteilung ECKs bezüglich des Oberen Rotliegenden, in 9 Unterabteilungen, sich nicht anschließen dürfte. ECK hat das Obere Rotliegende in 4 Konglomeratabteilungen zerlegt, deren Unterabteilungen durch eingeschaltete Schiefertonlagen dargestellt werden.

Auf Grund meiner örtlichen Beobachtungen im Vergleich mit den in ECKs Karte eingetragenen Schiefertonlagen glaube ich in der Annahme kaum fehlzugehen, daß jenen Schiefertonen z. T. der allgemeine Wert von stratigraphischen, durchziehenden Elementen abgesprochen werden muß[1]).

Unter Zugrundelegung der Auffassung, welche Verf. über die Einteilung des Oberen Rotliegenden gewonnen zu haben glaubt, ist auf den Profilen eine Zusammenziehung in folgender Weise erfolgt:

	nach ECK	nach Verf.
p =	4. Konglomerat	= ro_4
o =	Oberer Schieferton	
n =	Konglomerat zwischen Mittlerem und Oberem Schieferton	= ro_3
m =	Konglomerat unter Oberem Schieferton	
l =	3. Konglomerat	
k =	Mittlerer Schieferton	= ro_2
i =	2. Konglomerat	
h =	Unterer Schieferton	= ro_1
g =	1. Konglomerat	

Allgemein Geologisches.

Wie bereits erwähnt, besteht das untere Murgtal von der Rheinebene ab aus Ablagerungen der Unteren Trias und des obersten Perms. Letzteres stößt in einer allgemeinen Linie: Ober-Beuern—Müllenbild—Gernsbach—Loffenau--Buchrücken—Gaistal scharf ab gegen das Granitmassiv östlich der Murg und gegen ältere permische bzw. carbonische Ablagerungen zwischen Murg- und Oostal. Von den Sedimenten nördlich der genannten Linie kommen für uns nur solche des „Oberen“ Rotliegenden in Betracht. Nur bei Gaggenau tritt noch eine Scholle von Mittlerem Rotliegenden zutage, welches im südlichen Areal überhaupt nicht vorhanden ist.

[1]) Nach ECK (S. 369 u. 371) keilt sich z. B. der Obere Schieferton (= o), der nach Herrnalb zu eine Mächtigkeit von ca. 30 m aufweist, gegen die Murg hin völlig aus, um erst gegen Merkur und Ebersteinburg zu wieder anzuschwellen.

Südlich einer Linie: Kohlplättle—Unterdorf lagern sich in Diskordanz über den Graniten, aber unter sich wieder in konkordanter Folge, Oberes Carbon und Unteres Rotliegendes. Das Mesozoicum ist allein durch den Buntsandstein vertreten, der mit seiner Unteren und Hauptabteilung den Merkur- und Kl.-Staufenberg bedeckt. Indessen legt sich diese triadische Formation von einer Linie Steinberg—Hochberg—Teufelsmühle ab südwärts bei 700 m bzw. 600 m auf das Granitmassiv auf.

Aus Ecks „Geognostischer Beschreibung“ ist unzweifelhaft ersichtlich, daß das Grundgebirge einschl. der carbonischen und permischen Sedimente (letztere mit Ausschluß der jüngsten Abteilung = ro_4) einem spätpaläozoischen Faltungsprozeß unterworfen war. Für alle jene Sedimentformationen besteht in der Hauptsache ein mittleres Fallen gegen NW bzw. NNW mit Neigungswinkeln von 15—30°, stellenweise bis 42° im Maximum. Nur ganz lokal wird das Fallen flacher mit 7—10°. Schichtenneigungen in SO und anderen Richtungen der Windrose bestehen freilich ebenfalls und dürften durch oberflächlich sich abspielende Stauchungs- oder Knickungserscheinungen zu erklären sein.

Wie wir im Verlauf der weiteren Besprechungen sehen werden, ist die Tatsache, daß die den alten Faltungsprozeß verratenden Schichten mit Einfallen in NW überwiegen, und ihre Gegenstücke mit entsprechendem Gegenfallen vermissen lassen, auf tektonische Vorgänge in weit jüngerer Epoche der Erdgeschichte zurückzuführen. Meine Aufnahmen haben in Übereinstimmung mit Eck für die triadischen Sedimente der Merkurscholle (d. i. Merkur- und Kl.-Staufenberg zusammengefaßt) ergeben, daß für jene eine fast horizontale Lagerung mit bis zu 5° wachsender Neigung in NW besteht, ein sanftes Einfallen in SO dagegen für deren Äquivalente vom Stein- und Hochberg bzw. Teufelsmühle ab südwärts.

Hieraus erhellt aber die Unmöglichkeit, daß der Buntsandstein unseres Gebietes jemals einem Faltungsprozeß unterlegen haben kann. In diesem Teil der Lithosphäre muß ein Zustand lange andauernder Ruhe eingetreten sein vor Beginn der Triasära (vgl. letzten Abschnitt dieser Arbeit.)

Verwerfungserscheinungen westlich der Murg.

Ecks Karte weist in ihrem Nordwestquadranten mehrere Verwerfungslinien auf, von denen nur die von Dollen über Ebersteinburg nach Selbach verlaufende vorläufig in das Bereich der Betrachtung gezogen werden soll. Diese Verwerfung setzt

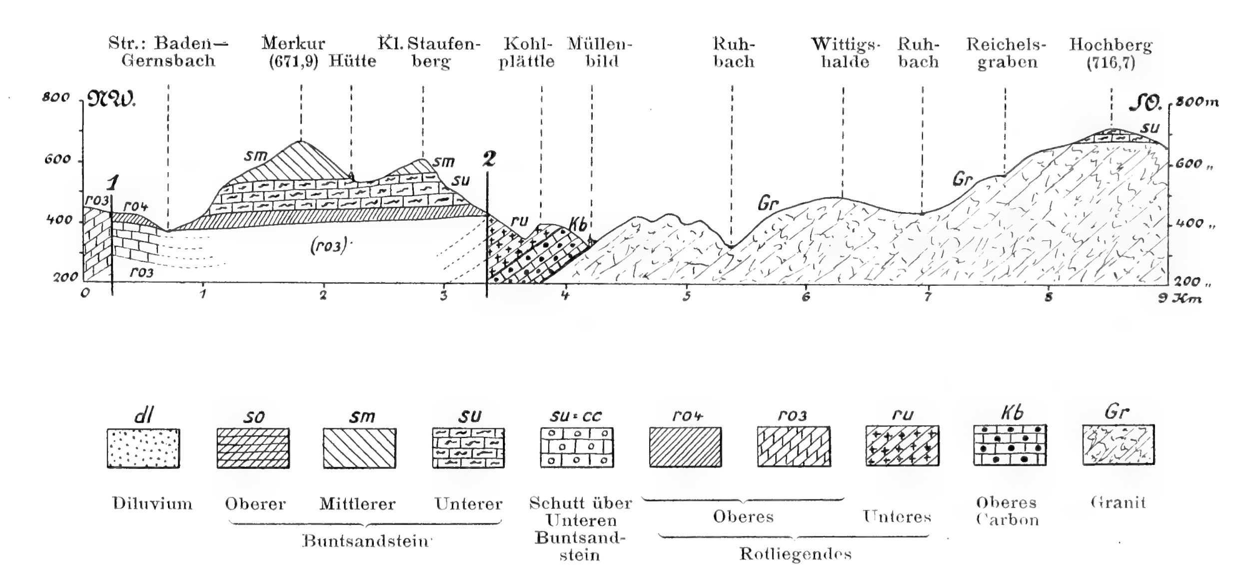


Fig. 2 = Profil 1 von Ebersteinburg über Merkur nach dem Hochberg.
Überhöhung = 2,5 fach.

hart nördlich der Straße von Baden nach Gernsbach bzw. Ottenau an der Stelle hindurch, wo die andere Straße nach dem Ort Ebersteinburg abzweigt.

Von jenem Straßenknoten bis zur Verwerfung bilden die Schichten des oberen Konglomerates (ro_4) die Decke, während nördlich der Verwerfung die oberen Schiefertone ($= m$) bzw. das 3. Konglomerat ($= l$) herrschen (l u. $m = ro_3$? *b.* Verf.) Letztere haben nach ECK ein ziemlich steiles Einfallen in NW. Die Neigung der südlich der Verwerfung gelegenen Sedimente bis zur Badener Straße ist dagegen nach SO gerichtet[1]).

Profil 1 (S. *645*) legt einen Schnitt von Ort Ebersteinburg über Merkur nach dem Hochberg. In diesem sind die entgegengesetzten Neigungen der permischen Schichten nördlich und südlich der ECKschen Verwerfung zum Ausdruck gebracht. Der Buntsandstein setzt sich dagegen in fast horizontaler Lagerung auf die paläozoischen Abteilungen auf.

An der Badener Straße und bei Kohlplättle am Südosthang des Kl. Staufenbergs tritt unter dem Buntsandstein nur die hangendste Abteilung des Oberen Rotliegenden (ro_4) zutage, während an den West- und Ostflanken der Merkurscholle in tiefer erodierten Lagen die Konglomerate der 3. und älteren Abteilungen die Gehänge bilden.

Gehen wir vom Kohlplättle in der Trace des Profils 1 gegen SO, so treten wir aus der obersten Konglomeratabteilung direkt in das Untere Rotliegende ein, konkordant sodann in Oberes Carbon.

Mit dem Anstieg von Müllenbild, dem tiefsten Punkt in der Profillinie, gegen SO bewegen wir uns ausschließlich über granitisches Gestein bis zum Hochberg, an dem sich bei etwa 680 m der Buntsandstein wieder einstellt. Betrachten wir in Profil 1 nur allein die Lagerungsverhältnisse des Buntsandsteins auf der Badener Höhe im Vergleich mit demjenigen der Merkurscholle, so ergibt sich eine tiefere Lage von ca. 200 m, bezogen auf die Basis jener Triasablagerung.

Abgesehen von den Verschiedenheiten in den Höhenlagen des Buntsandsteins, die an sich schon auf das Bestehen einer Verwerfung hinweisen, beweist der Südosthang des Kl. Staufenbergs ihr Vorhandensein.

Wir haben uns bereits bei Verfolgung des Profils 1 überzeugen können, daß beim Kohlplättle das Untere Rotliegende von dem Buntsandstein durch die hangende Abteilung des Oberen Rotliegenden getrennt wird. Es fehlen also hier

[1]) Vgl. H. v. ECK: a. a. O., S. 448 u. 521.

in der Konkordanz sämtliche Abteilungen des Rotliegenden vom Mittleren dieser Formation bis einschließlich des 3. Konglomerates (ro_3).

Die Ecksche Verwerfung bei Ebersteinburg läßt die Absenkung des südlichen Teiles, d. i. der Merkurscholle, mit einer Schleppung der Schichten erfolgen, wodurch deren SO-Fallen bis zur Badener Straße bei Ebersteinburg bedingt wird.

Die diskordanten Lagerungsverhältnisse der Sedimente zwischen Kl. Staufenberg und Kohlplättle lassen sich ebenfalls nur durch einen Verwerfungsvorgang erklären, und hierbei ist es von Bedeutung, daß die Gesamtmächtigkeit der hier fehlenden Perm-Abteilungen nahezu 200 m beträgt, also völlig in Einklang steht mit dem Ausmaß des Höhenunterschieds der beiden äquivalenten Trias-Horizonte.

Gegenüber dem Einwand, daß das steile nach NW gerichtete Fallen der perm-carbonischen Schichten unter dem Kl. Staufenberg[1]) ebenfalls auf eine Schleppungserscheinung an der vom Verf. behaupteten Verwerfung zurückzuführen sein möchte, ist ins Feld zu führen, daß zwischen Kl. Staufenberg und Müllenbild die gleiche Neigung besteht.

Nun müssen wir die Aufmerksamkeit auf Profil 2 (S. *648*) lenken, das als unmittelbare Ergänzung zu Profil 1 gelten muß.

Es verläuft vom Ort Staufenberg bzw. Unterdorf nach dem Gernsberg; da in dem Areal zwischen Murg- und Oostal die Merkurscholle als isolierte Buntsandsteininsel sich darbietet, so erfaßt Profil 2 naturgemäß jene Trias-Abteilung nicht mehr. Dagegen tut es dar, daß im Ort Unterdorf das Untere Rotliegende gegen das Obere scharf abstößt. In Verfolgung dieses Profils gegen SO treten wir wieder konkordant über Unteres Rotliegendes in Oberes Carbon, das aber nun im Gegensatz zu Profil 1 nicht sein Ende in dem tiefsten Punkt der Profillinie erreicht, sondern sich auf den Gernsberg hinauf bis zu 460 m hinzieht, und zwar diskordant. Dies beweist, daß Sedimente der Steinkohlenperiode sich bis zu jener Höhe von fast 500 m auf Granit abgelagert hatten, aber der Denudation sich durch besonders günstige Verhältnisse entzogen haben.

Will man einen Verwerfungsvorgang in der Linie Kl. Staufenberg—Unterdorf nicht anerkennen, so bleibt nur die einzige Erklärung übrig, daß an der Ebersteinburg-Verwerfung allerdings eine Vertikalverschiebung der Merkurscholle statt-

---

[1]) In Profil 1 nur angedeutet, da nicht vom Verf., dagegen von Eck beobachtet und mitgeteilt a. a. O.

gefunden habe. Die Tieferlegung des die Sedimente unterteufenden Granits mit einer Neigung gegen NW könnte Veranlassung gewesen sein, daß die Ablagerungen des Rotliegenden und des Buntsandsteins auf jener schiefen Ebene abgeglitten und so die am Kohlplättle-Sattel über Tag fehlenden Abteilungen in den Berg hineingezogen worden seien unter Zurücklassung des Unteren Rotliegenden. Eine solche Annahme birgt jedoch wenig Wahrscheinlichkeit in sich.

Will man auch der Verschiedenheit in der Höhenlage der in Vergleich gebrachten Buntsandsteinabschnitte eine aus-

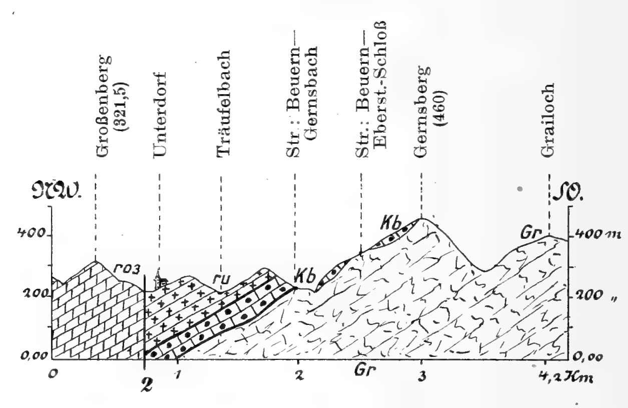


Fig. 3 = Profil 2 von Staufenburg nach dem Gernsberg. Signaturen und Überhöhung wie Fig. 2.

reichende Beweiskraft für eine bestehende Verwerfung aberkennen, so ist noch ein wichtiger Faktor in Betracht zu ziehen, der bisher noch keine Erwähnung gefunden hat.

In dem Gebiet östlich der Murg schaltet sich zwischen Granit und Buntsandstein fast auf der ganzen Erstreckung von Teufelsmühle bis nach Herrnalb das oberste Konglomerat des Oberen Rotliegenden mit ca. 20 m Mächtigkeit ein. Nun weist Ecks Karte im Abschnitt westlich der Murg am Steinberg eine kleine Scholle jenes Horizontes bei ca. 660 m auf. Eck spricht sich hierbei für die Wahrscheinlichkeit aus, daß jenes jüngste Glied der paläozoischen Sedimente unter den triadischen eine allgemeine Bedeutung zukommen dürfte.

Durch Carl Regelmann[1]) ist dies heute für die Gegend von Schönmünzach bis zum Kniebis dargetan worden, und

[1]) Vgl. Dissertation. Stuttgart 1903. S. 22.

Herr THÜRACH bestätigte dem Verf. das gleiche für die Gegend von Herrnwies. Es kann also heute keinem Zweifel unterliegen, daß das oberste Konglomerat auf der Badener Höhe das Zwischenlager bildet zwischen Rumpfgebirge und Buntsandstein, wenn auch in einzelne Schollen aufgelöst. Hieraus ergibt sich weiter, daß vor Ablagerung des obersten Konglomerates alle älteren Sedimente bis zum Granit abgetragen waren, und ferner, daß die heutige diskordante Auflagerung jenes paläozoischen Restes in besonderen tektonischen Ereignissen ihre Begründung zu suchen hat. Zu dieser Frage wird ein späterer Abschnitt Stellung zu nehmen haben.

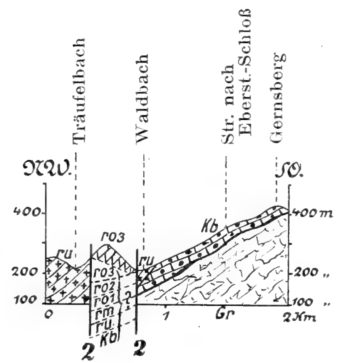


Fig. 4 = Profil 2a. Ergänzungsprofil durch die Gernsbacher Rotliegendscholle.
Signaturen und Überhöhung wie Fig. 2.

Die Höhendifferenz in der Lage des Oberen Rotliegenden am Steinberg im Vergleich mit der Scholle des Oberen Carbons auf dem Gipfel des Gernsberges (b. 460 m) entspricht annähernd der Mächtigkeit desjenigen Schichtkomplexes, welcher sich in Konkordanz zwischen jene beiden Horizonte einzuschalten hätte. Dennoch kann aber der Ausfall der paläozoischen Sedimente am ganzen NW-Hang der Badener Höhe bis zur Linie Kl.-Staufenberg—Beuern nur als Werk der abtragenden Kräfte angesehen werden. Dieses nivellierende Phänomen konnte aber erst in Tätigkeit treten nach erfolgter Absinkung der Merkurscholle.

Die ECKsche Karte läßt uns ferner erkennen, daß vom Kohlplättle aus durch den Müllenbachgrund bis Ober-Beuern das scharfe Absetzen der ältesten gegen die jüngeren permischen Abteilungen fortbesteht und andererseits ostwärts bis nach Gernsbach hin.

In dem Abschnitt zwischen Oos und Murg haben wir mithin mit einer Verwerfungslinie zu rechnen: Ober-Beuern—Kohlplättlesattel—Ort Staufenberg, in SW—NO gerichtet, von dort bis in die Stadt Gernsbach hinein in OSO streichend.

Eck läßt die Verwerfung Dollen—Selbach bei letzterem Ort endigen. Beobachtungen in dem Abschnitt zwischen dem Selbach-Tälchen und dem Gernsbacher Talkessel lassen es mir wahrscheinlich erscheinen, daß etwa an dem sogenannten „Lieblingsfelsen" eine Verwerfung hindurchsetzt, die ich mit der zuvor erwähnten in Verbindung bringen möchte. Auch die Verhältnisse des Murgbettes bei Gernsbach selbst dürften eine gewisse Bestätigung enthalten. Am oberen Ende der Stadt fließt die Murg auf anstehendem Granit. Hart unterhalb dagegen ist das Flußbett erfüllt von Schotter mit Blöcken bis zu 2 m Durchmesser, und kein einziger anstehender Granitfels gibt sich hier zu erkennen. Diese quartären Schotter erreichen zweifellos von unterhalb Gernsbach an eine beträchtliche Mächtigkeit, was nur dadurch zu erklären sein dürfte, daß hier das anstehende Grundgebirge in tieferem Niveau zu suchen sei. Das Verschwinden des anstehenden Granits entspricht der Mündung des Leutersbaches.

Ich glaube somit annehmen zu sollen, daß die beiden bisher besprochenen Verwerfungen westlich der Murg sich bei Gernsbach scharen. Da die Lagerungsverhältnisse der paläozoischen Sedimente wie bis zum Oostal auch jenseits desselben in SW-Richtung in gleicher Weise fortbestehen, so ergibt sich, daß die vom Verf. behauptete Verwerfung zum mindesten bis Geroldsau ihre Fortsetzung finden dürfte.

Westlich der Murg erkennen wir somit die Absenkung eines Gebirgsstückes in Form eines nahezu rechtwinkligen Dreiecks, dessen kleinere Kathete etwa durch den vorderen Gebirgsrand zwischen Dollen und Vromberg angedeutet ist (s. Übersichtskärtchen). Dort stellen sich jedoch die von Eck verzeichneten reichlichen Bruchlinien am Gebirgsrande gegen das Rheintal ein. Das Gelände südwestlich des Oostales soll jedoch nicht weiter in das Bereich unserer Betrachtung einbezogen werden, da ich dort im wesentlichen auf Ecks Mitteilungen zu fußen hätte, und mir dort eigene Beobachtungen nicht hinreichend zu Gebote stehen.

Ecks Karte weist nun noch einen kleinen Abschnitt des 3. Konglomerates ($ro_3 = m$) auf, der sich von Gernsbach aus in WSW in das Untere Rotliegende vorschiebt. Profil 2 hat diese kleine Scholle nicht mehr erfaßt, und so war es not-

wendig, noch ein Ergänzungsprofil (2a, S. 649) beizufügen, das erkennen läßt, daß auch hier wieder das 3. Konglomerat sich diskordant auf bzw. an das Untere Rotliegende lagert.

Während nach Eck ein im allgemeinen ziemlich steiles Einfallen in NW statthat, kommt hier dem 3. Konglomerat eine flachere Neigung zu. Also hier muß eine kleine Scholle von rhomboidaler Form sich in die Tiefe versenkt haben, so daß die fehlenden Abteilungen von ro_3 bis rm usw. unter dem Niveau des zu Tage anstehenden Unteren Rotliegenden zu suchen sind, wie dies durch Profil 2a schematisch angedeutet wird.

Diese Einbruchsscholle bildet den Rücken zwischen Waldbach- und Träufelbach-Runze und fällt mit ihrer Nordbegrenzung in die südliche der Hauptverwerfungen (vgl. Übersichtskärtchen).

Verwerfungsvorgänge östlich der Murg.

In der Einleitung wurde bereits der nach des Verf. Dafürhalten bestehenden Verwerfung gedacht, welcher der Leutersbachgrund bis Loffenau sein Dasein verdankt. Das nördliche Gehänge besteht bis zur Sohle des Tälchens herab aus dem 3. Konglomerat ($ro_3 = m$). Das 4. Oberste des Rotliegenden ist vom Merkur ab bis zum Heuberg oder Heukopf (östlich der Murg) und nördlich der Teufelsmühle—Hochberg-Linie der Abtragung anheimgefallen.

Am Südausgang des Ortes Hörden, hart östlich der Bahn (am Galgenberg) stehen die Felsen, aus jenem 3. Konglomerat gebildet, entblößt an und lassen eine Messung des Fallens und Streichens mittels des Bergkompasses zu. Verf. stellte hier ein N 35—40° W gerichtetes Fallen bei 20° Neigung fest[1]). Ein solches Einfallen gehört nach Ecks Angaben bereits zu jenen lokalen Erscheinungen, an denen die Neigung eine „beträchtlich flachere“ wird, als sie im allgemeinen für die permische Formation unseres Gebietes die Norm bildet.

Von den Höhen NO der Mündung des Leutersbachs in den Gernsbacher Kessel führt ein Hohlweg herab, an dessen unterem Ende durch einen Wasserriß der Granit unter dem Rotliegenden aufgeschlossen ist. Mit Hilfe einer hier in der topographischen Karte eingetragenen Höhenzahl 172,5 im Alluvialboden des Murgtales, läßt sich die Grenze Granit—Perm als auf ca. 180 m gelegen bestimmen. Das linke Gehänge des Leutersbachgrundes besteht von der Sohle an in ca. 100 m aus Granit, über dem sich bei 290 m das 3. Kon-

---

[1]) Vgl. Eck: S. 440 ff.

glomerat wieder einstellt, das in Form einer schmalen Zunge sich von Loffenau bis zum Galgenberg bei Gernsbach vorschiebt.

Profil 3 (Fig. 5) legt einen Schnitt vom Hühnerbach[1]) über Gernsbacher Galgenberg—Alte Weinstraße—Lautenfels nach Teufelsmühle. Der Hardtberg und Alte Weinstraße (d. i. Wachholderkopf) tragen bei 380 m eine schwache Kappe wieder des 3. Konglomerates (vgl. Ecks Karte) in fast horizontaler, schwach in NNW geneigter Lagerung. In 600 m Höhe schaltet sich endlich zwischen Granit und Bunt-

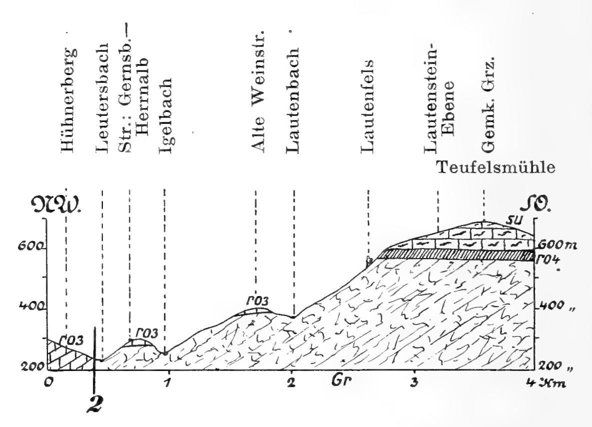


Fig. 5 = Profil 3 von Hühnerberg über Lautenfels nach Teufelsmühle. Signaturen und Überhöhung wie Fig. 2.

sandstein das oberste 4. Konglomerat mit 20 m Mächtigkeit ein, das durchlaufend zu verfolgen ist bis in den oberen „Alb-“ Abschnitt.

Profil 3 tut somit den staffelförmigen Abbruch in zwei Zwischenetappen dar. Bei der immerhin noch steilen Neigung der Sedimente nördlich des Leutersbachs in NW, bei den kaum von der primären Lagerung abweichenden beiden Rotliegend-Resten in 300 bzw. 400 m Meereshöhe und endlich bei dem Fallen der Schichten südlich der Teufelsmühle usw. in SO, können die verschiedenen Niveaudifferenzen äquivalenter bzw. nahezu äquivalenter Sedimente nicht anders als durch Bruchvorgänge begründet werden. Der Granit unter der Sohle des Leutersbachs ist daher gegen die Teufelsmühle um ca. 400 m versenkt worden.

[1]) Soll wohl „Hühnerberg“ heißen; südlich Hörden.

Es besteht jedoch kein zwingender Hinweis, daß für die Etappenabsinkungen die Leutersbachverwerfung allein verantwortlich zu machen sei. Vielmehr dürften sie anders gerichteten Störungslinien zuzuschreiben sein, worüber die Detailaufnahme Klarheit bringen wird.

Die Leutersbachverwerfung selbst scheint sich beim ersten Anblick der ECKschen Karte in dem Ort Loffenau zu verlieren, der gänzlich auf den Schichten des 3. Konglomerates liegt. Die nähere Untersuchung ergibt jedoch, daß im Norden jüngere gegen ältere Schichten im Süden stoßen. Mit einer Sprunghöhe von kaum 30 m setzt die Verwerfung quer von W nach

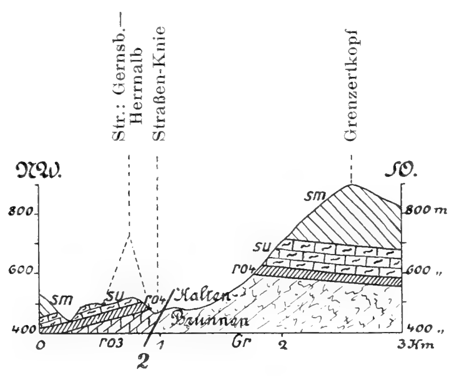


Fig. 6 = Profil 4 durch die Leutersbachverwerfung nach Grenzertkopf. Signaturen wie Fig. 2.

O durch den Ort hindurch und findet ihre Fortsetzung in der Klinge, durch welche die Straße nach Herrnalb zu der scharfen Kehre gezwungen wird. Beim Aufwärtssteigen durch jenen Wasserriß nach der Wasserscheide haben wir zur Linken unterhalb der Staatsstraße die Abteilungen des Oberen Rotliegenden (3. und 4. Konglomerat) und weiter oben den Buntsandstein in konkordanter Folge, während das rechte Gehänge bis wieder zu 600 m hinauf gänzlich aus Granit besteht, auf den sich die Sedimente, wie früher beschrieben, aufsetzen. Das Ausmaß der Sprunghöhe beträgt hier wieder 100 m (Profil 4, Fig. 6).

Da an der Mündung des Leutersbachs der abgesunkene Granit direkt das 3. Konglomerat unterteuft, so besteht keine Veranlassung zur Annahme, daß unter den gleichen Abteilungen an dem erwähnten Wasserriß nordöstlich Loffenau noch ältere Schichten des Rotliegenden den verborgenen Granit überlagern

möchten. Den vorhandenen permischen Gebilden kommt hier nach ECK eine Mächtigkeit von ca. 30 m für ro_3 zu, denen dann am Heuberg usw. noch die mindestens 20 m starke oberste Abteilung folgt. Die zu letzterer gehörige Schiefertonlage (= *o*) keilt sich, wie früher bereits erwähnt, nach ECK von Herrnalb gegen die Murg hin aus (vgl. oben S. *643*, Fußnote). Auch im unteren Leutersbachgrund glaubt Verf. dem dortigen 3. Konglomerat schätzungsweise eine Mächtigkeit von 30 m zuerkennen zu müssen.

Am oberen Ende des Wasserrisses führt uns ein neuer Weg in südlichem Bogen allmählich nach der Hütte auf der

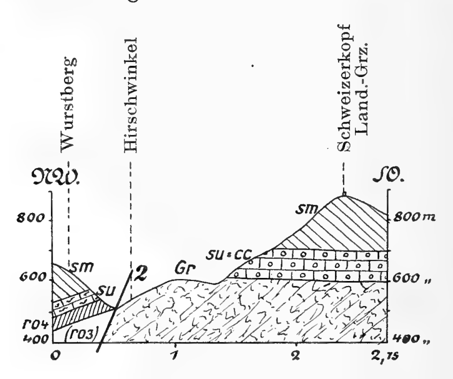


Fig. 7 = Profil 5 vom Wurstberg nach dem Schweizerkopf.
Signaturen wie Fig. 2.

Paßstelle der Wasserscheide. Kurz nach Überschreiten der Quelle des nach Loffenau durch jene Klinge abfließenden Baches schließt jene neue, fast in der Horizontalen verlaufende Wegstrecke mit ihrer Böschung die Verwerfungskluft auf, so daß wir unvermittelt von Buntsandstein in Granit übergehen. Nördlich der Hütte bei 540 m lagert Rotliegendes, und von jenem Punkt ab führt uns die Straße wieder ausschließlich über granitisches Gehänge bis zum Grenzertkopf, der in seiner Höhenlage der Teufelsmühle entspricht (Profil 4). Hiermit ist der Verlauf der Leutersbachverwerfung weiterhin gegeben: Über Loffenau—Hütte bei 540 m (Wasserscheide).

Nach ECKs Karte bleiben nun die Höhendifferenzen zwischen den Sedimenten des Wurstbergs und Rother-Rains einerseits und des Quellgebietes der Alb weiterhin bestehen, so daß die Verwerfung in annähernd östlicher Richtung weiter verlaufen dürfte.

Östlich der oberen Alb stellt ECK allerdings kein Rotliegendes mehr über dem Granitmassiv dar. Wir finden vielmehr an Stelle des zu erwartenden Unteren Buntsandsteins längs des Nordhanges des Lerchenstein, Schweizerkopf, bis zur Quelle des Rothenbächle eine Zone aus Rollblöcken des Hauptbuntsandsteins (= *cc* bei ECK) angegeben. Profil 5 (S. *654*) läßt erkennen, daß die Differenz der Sandsteinhorizonte am Wurstberg gegen diejenige am Schweizerkopf ebenfalls auf einen Verwerfungsvorgang zurückgeführt sein will. Wenn ich auch nicht in der Lage bin, für das Durchhalten des obersten Rotliegend-Konglomerates bis in die Abschnitte von Alb, Gaisbach und Rothenbächle hin irgendwelchen Beweis erbringen zu können, so glaube ich dennoch annehmen zu dürfen, daß der von ECK mit der Signatur „*cc*" dargestellte Horizont als Unterer Buntsandstein aufzufassen sein möchte, der hier von außergewöhnlich reichlichem Schutt aus höheren Lagen überdeckt wird. Jedenfalls fällt die liegende Grenze des ECKschen Schutthorizontes im Streichen auf ca. 600 m in gleiche Höhenlage mit dem Buntsandstein an der Teufelsmühle.

Chronologische Reihenfolge der gebirgsbildenden Vorgänge.

Die vorhergehenden Abschnitte haben mehrfach darauf hingewiesen, daß wir das Oberflächenrelief des in Rede stehenden Abschnitts des nördlichen Schwarzwaldes nicht als Ergebnis eines einzigen gebirgsbildenden Aktes ansehen können, sondern zwei zeitlich weit voneinander getrennte Phänomene unterscheiden müssen.

1. Eine spätpaläozoische Faltungsperiode, allein durch Tangentialkräfte verursacht[1]).

2. Eine postmesozoische Bruchperiode unter Beteiligung tangentialer bzw. horizontaler Kräfte.

Um uns den Gegensatz jener beiden verschiedenen geophysikalischen Phänomene hinsichtlich ihrer Resultate klarzumachen, wollen wir zu derjenigen Zeit zurückkehren, wo das Rumpfgebirge durch das regionale Ereignis der Abrasion seine Abtragung erfahren hatte.

---

[1]) Da an den dem Granit auflagernden Sedimenten weder von ECK noch von den beiden jüngeren Autoren STERZEL und EISELE kontaktmetamorphe Beeinflussung festgestellt wurde, so hat der Gedanke an etwa stattgehabte Aufwölbungen durch plutonische Kräfte wenig Wahrscheinlichkeit für sich.

I. Stadium. Die Abrasionsfläche des granitischen Rumpfgebirges dürfen wir uns bei der geringen hier in Betracht kommenden Entfernung von noch nicht 20 km zwischen Hochberg und Rastatt als „eben“ vorstellen. Ihr liegt diskordant das Obere Carbon auf, was darauf hindeutet, daß jenes Sediment eine im wesentlichen horizontale Auflagerungsebene vorgefunden haben dürfte. Mithin konnte die bereits in der Culmära im allgemeinen in Tätigkeit gewesene paläozoische Faltungserscheinung ihre Wirkung auf unser Areal in nennenswertem Maß noch nicht ausgedehnt haben. Eine Faltung kann hier erst nach Ablagerung des Oberen Carbons stattgefunden haben.

II. Stadium. Die Rumpfgebirgsmulde ist in ihrer ersten Phase gebildet und das Carbon bereits einer schwachen Einfaltung unterworfen gewesen. Die Ablagerungen der jüngeren Permzeit konnten sich nun in der präexistierenden Mulde niederschlagen, aber nur bis einschl. des 3. Konglomerates (ro_3). Auch konnten sie sich auf die beiderseitigen Falten-Horste bzw. Plateaus ausgedehnt haben.

Vor Ablagerung der obersten 4. Konglomeratabteilung (ro_4) müssen jedoch zunächst alle älteren paläozoischen Sedimente von jenen Plateaus abgetragen worden sein; denn wir finden heute nachweislich keine Reste derselben auf der granitischen Hochfläche der Badener Höhe und ihrem Äquivalent östlich der Murg.

Die heutige steile Neigung der permischen und carbonischen Sedimente, wie sie gemäß früherer Besprechungen bestehen, lassen in zweierlei Richtung Schlüsse zu: Einmal muß die spätpaläozoische Gebirgsfaltung, d. i. die varistische, über das Ende der Carbonzeit hinaus angedauert haben. Ferner muß sie kontinuierlich oder in Intervallen fortgeschritten sein, um auch die Erzeugnisse der Permzeit einfalten zu können.

Die nahezu horizontale Lagerung des obersten Konglomerates (ro_4) und der Trias der Merkurscholle beweist, daß vor der Epoche jener hangenden permischen Abteilung ein Zustand lange andauernder Ruhe in der Lithosphäre unseres Gebietes eingetreten war. Nur auf solche Weise findet die diskordante und übergreifende Lagerung des 4. Konglomerates auf der Badener Höhe u. a. O. ihre Erklärung.

III. Stadium. Jener Ruhezustand hat nun gewährt, bis in der Tertiärzeit die große alpine Faltungsperiode in Tätigkeit tritt. Hätte ein solches Phänomen in der Zwischenzeit stattgefunden, so könnten heute unmöglich die triadischen

Sedimente der Merkurscholle in nahezu primärer Lagerung sich befinden.

Nun müssen wir die in der ECKschen Karte verzeichnete Verwerfung Dollen—Schloß Rothenfels (a. d. Murg) ins Auge fassen, welche gegen das Rheintal hin am Battertberg eine Buntsandsteinscholle zum Absinken gelangen läßt.

Die tertiäre, alpine Faltungsperiode, die nach längerer Ruhepause tief eingreifende Veränderungen in der gesamten Lithosphäre zustande kommen läßt, besiegelt auch die heutige Konfiguration des Rheintalgrabens.

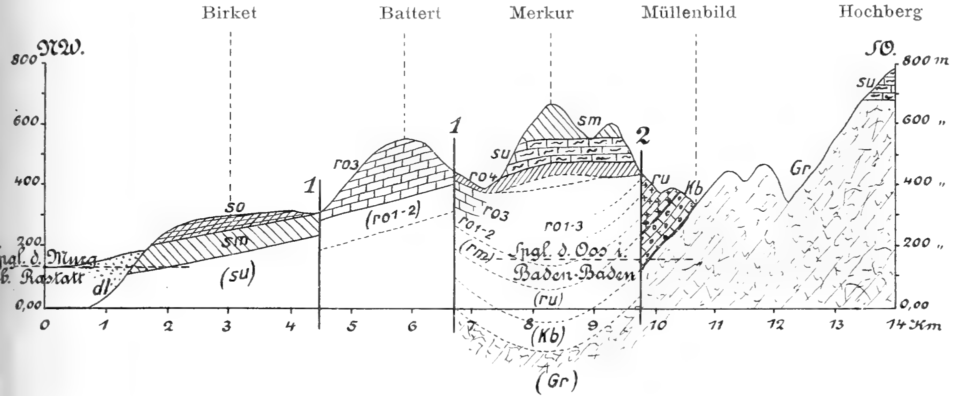


Fig. 8 = Profil 6 durch die Merkurscholle.
Überhöhung 5fach. Signaturen wie Fig. 2.

Die nun zur Auslösung gelangende Dislokation der großen Rheintalscholle ist ebenso wie die Bruchvorgänge in unserem verhältnismäßig kleinen Badener Gebirgsabschnitt für das heutige Relief das maßgebende tektonische Stadium gewesen.

Das Rheintal dürfte wahrscheinlich in seiner Anlage als eine N—S gestreckte Falte in prätertiärer Zeit bereits bestanden haben, nachdem v. WERWECKE sich dahin ausgesprochen hat, daß Vogesen und Schwarzwald usw. nicht als „Horste“ (in SÜSS' strengem Sinne), sondern als Sattelgebirge aufzufassen seien, das Resultat eines posttriadischen Faltungsprozesses[1]). Das tertiäre Absinken der Rheintalscholle hatte

[1]) Kurz vor Eintreffen der Fahnenkorrektur erschien E. PHILIPPIS Aufsatz (s. diese Zeitschr. **62,** H. 3). Wie schön stehen seine Ausführungen über die Tektonik Thüringens (S. 307) im Einklang mit v. WERWECKES

unmittelbar das Umkippen des ganzen Gebirgskomplexes von Baden—Gernsbach nordwärts in seine heutige allgemeine Neigung in NW zur Folge.

Am Gebirgsrand sinkt ferner an der „Battertverwerfung“ (Profil 6, S. *657*) eine Scholle in die Tiefe, aber nur so weit, daß sie heute mit der Haupt- und oberen Abteilung des Buntsandsteins bis zu 300 m in Gestalt der „Birket“-Kuppe aus dem Diluvium emporragt.

Die Rheintalabsinkung dürfte mit einem gewaltigen seitlichen Schub gegen das Gebirgsinnere vor sich gegangen sein. Die schmale Battertscholle konnte nicht Widerstand leisten, wich nach der Merkurachse hin aus, wodurch das Niedersinken der Merkurscholle ausgelöst wurde. Das mächtige Granitmassiv der Badener Höhe war dagegen nicht zu überwältigen, und die notwendige Folge mußte eine Schleppung der Sedimente an der Ebersteinburgverwerfung sein. Hier entsand eine leichte Synklinale. Nach Absinken der Merkurscholle wurden durch die beiderseitigen Verwerfungsklüfte der Erosion vom älteren Murgtale her die Wege nach der Rheinebene hin eröffnet.

Profil 6[1]) stellt nun das fertige, bis in unsere Tage bestehende Relief im Längsschnitt dar.

Zusammenfassung.

1. Die heutigen Oberflächenverhältnisse sind das Ergebnis postmesozoischer Dislokationsvorgänge im Verein mit einer mächtigen Tätigkeit der abtragenden Kräfte.

2. Der größere nördliche Flügel der spätpaläozoischen Mulde ist mit dem Rumpfgebirge unter das Niveau der Rheinebene (etwa bei Rastatt) verlegt.

3. Die Merkurscholle und das Gebiet östlich der Murg zwischen Teufelsmühle und Rheintal bedeuten den Einbruch eines Teiles des **südlichen** Muldenflügels. Die steilen Neigungen der älteren Sedimente unter dem Kl. Staufenberg können nicht als Schleppung angesehen werden, sondern gehören zeitlich dem älteren Faltungsphänomen an.

Forschungsergebnissen! (Vortrag bei einem Kolloquium zu Karlsruhe im März 1910.)

[1]) Entspricht Profil 1, aber nach NW verlängert bis zur Murg bei Rastatt; daher starke Überhöhung notwendig.

4. In dem Einbruch der Merkurscholle haben wir die Ursache zu erkennen für die **isolierte** Erhaltung der Buntsandsteinkappe.

5. Für die Erhaltung der anderen Triasinsel des **Fremersbergs**, westlich des Oosabschnittes, dürften ähnliche Vorgänge verantwortlich zu machen sein.

Herrn Bergrat Dr. THÜRACH habe ich an dieser Stelle meinen besten Dank zu wiederholen für seine Anregung zur Veröffentlichung meiner Untersuchungen, für das der Arbeit entgegengebrachte Interesse sowie für freundliche Auskunft und Rat.

---

52. Beiträge zur Geologie der Niederrheinischen Bucht.

Von Herrn A. QUAAS.

II.

Ein neuer oberoligocäner Fossilfundpunkt bei Süchteln.

Forsthaus Rath bei Nideggen (Eifel), den 2. September 1910.

H. v. DECHEN teilt in seiner 1884 erschienenen „Geologischen und paläontologischen Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen“ bereits eine Anzahl von Fossilfundpunkten aus den oberoligocänen Meeressanden des nördlichen Teiles der Niederrheinischen Bucht mit[1]). So aus der Gegend von Düsseldorf, bei Grafenberg und Erkrath; ferner aus dem Untergrunde der nächsten Umgebung von Krefeld, sowie aus der Nachbarschaft und aus dem Untergrunde von Süchteln [Blatt Viersen (52.43)], einer kleinen, dicht nördlich von Viersen gelegenen Provinzialstadt des Kreises Kempen (Reg.-Bez. Düsseldorf). Die Fundpunkte im Untergrunde von Krefeld und Süchteln liegen innerhalb des breiten, jungdiluvialen Rheintalgrabens, diejenigen bei Düsseldorf und bei Süchteln in den jenen Graben begrenzenden

---

[1]) H. v. DECHEN: a. a. O., Bd. II, S. 670—675. — Vgl. auch R. LEPSIUS: Geologie von Deutschland. I. Teil, Stuttgart 1892, S. 197 bis 198.

Gebirgsrändern, in deren Steilabbrüchen die Meeressande des Niederrheinischen Oberoligocäns in schmalen, langgestreckten Flächenstreifen zutage treten. Im Osten, bei Düsseldorf, bildet das Bergische Land, die nördliche Abdachung des Ostrheinischen Schiefergebirges, den Gebirgswall, an dem die Rheintalscholle absank. Im Westen begrenzt diese der heute horstartig aufragende Höhenzug, der von München-Gladbach in SO—NW-Richtung, über Viersen-Süchteln verlaufend, bis nach Hinsbeck [Blatt Kaldenkirchen (51.42)] deutlich zu verfolgen ist.

Im Ostabbruche dieses alten Oligocänhorstes — „Viersener Horst" —, nahe der Grenze gegen die diluviale Mittelterrasse des Rheines, wurde im Herbste 1909 durch den Sandgrubenbesitzer PETER BESAU aus Süchteln die nachfolgend beschriebene Fauna gefunden und gesammelt. Sie bildet nur einen Teil der Aufsammlungen, die zum anderen Teile für die naturwissenschaftlichen Sammlungen der Städte Krefeld, München-Gladbach und Viersen erworben worden sind.

Der Fundpunkt liegt genau gegenüber der Südostecke des Kirchhofes von Süchteln, unmittelbar neben der am Kirchhofe vorbeiführenden, als Hohlweg eingeschnittenen Fahrstraße, und zwar etwa 3 m unter Straßenniveau, damit in rund 50 m Meereshöhe ü. N.N. und in etwa 7 m Tiefe unter der Oberfläche, die hier eine dünne Überrollungsdecke altdiluvialer (= „Hauptterrassenschotter") Rhein-Maaskiese trägt.

Der in der dortigen Sandgrube auftretende Fossilhorizont liegt noch innerhalb der hellgelben eisenreichen, fein- und gleichkörnigen Sande, die nach der Tiefe zu in die grünen und grauen, zum Teil tonstreifigen, eigentlichen Glaukonitsande übergehen, die hier am Niederrheine, wie anderwärts, die Meeressande zusammensetzen. Dicht unter der versteinerungsführenden Bank ist der gelbe „Formsand" — wie der in zahlreichen Sandgruben des Viersener Horstes gewonnene, zu Gießereizwecken sehr begehrte Sand bezeichnet wird — teilweise zu mürbem Eisensandsteine verfestigt, in dem wieder härtere Eisensteinschalen auftreten. Auch Eisengeodenbildung ist in der Nähe des Fossilhorizontes zu beobachten.

Die gelben Formsande sind als die Verwitterungsschichten der ursprünglich abgesetzten glaukonitischen Grünsande anzusehen, in denen die grünen Glaukonitkörner als leicht zersetzbare Silikate durch die kohlensäurehaltigen Tagewasser aufgelöst worden sind und in dem gebildeten Eisenoxydhydrate (Brauneisenstein) die färbende Substanz des Gelbsandes wie teilweise auch das Bindemittel einzelner Schichten davon

zu Sandstein lieferten[1]). — Bei der Verwitterung sind auch durch die Kohlensäure der Tagewasser die Kalkschalen der Versteinerungen aufgelöst worden. Es haben sich dafür in den Sanden Hohlräume und Abdrücke der Fossilien gebildet. Nur in Form von solchen Abdrücken und von Steinkernen sind die Tierreste in dem neuen Süchtelner Aufschlusse zu sammeln. Zur dauernden Erhaltung mußte die für das Geologische Landesmuseum der Kgl. Geologischen Landesanstalt zu Berlin erworbene Fossilfolge mit einer konservierenden und sandverkittenden Lösung durchtränkt werden.

Die Fauna setzt sich nach den Bestimmungen des Verf. aus den nachfolgenden Formen zusammen:

1. Lamellibranchiaten.

Pecten Janus GOLDF. (3 A.)[2])
- *decussatus* D'ORB. (1 A.)
- cf. *decussatus* D'ORB. (2 A.)
- *Hofmanni* GOLDF. (1 A.)

? *Lima* sp. (2 A.)
Anomia cf. *Goldfussi* DESH. (1 A.)
Pectunculus Philippi DESH. (6 A.)
Venericardia cf. *tuberculata* MÜNST. (2 A.)
Astarte pygmaea MNF. (2 A.)
- *gracilis* MÜNST. (2 A.)
- cf. *gracilis* MÜNST. (1 A.)

Cardium cingulatum GOLDF. (3 A., 6 St.)
- cf. *cingulatum* GOLDF. (1 St.)

Isocardia Cor LMK. (3 St.)
- *subtransversa* D'ORB. (4 St.)
- cf. *subtransversa* D'ORB. (1 St.)

Cyprina rotundata A. BR. var. *inflata* GOLDF. (6 St.)
- - A. BR. var. *orbicularis* SPEYER (3 St.)
- - A. BR. var. *elliptica* SPEYER (20 St.)
- sp. (cf. *rotundata* A. BR.) (3 schlecht erhaltene St.)

Cytherea incrassata SOW. (2 St.)
- *splendida* MRN. (2 St.)
- *Beyrichi* SPEYER (1 A.)

Panopaea Heberti BOSQ. (11 St.)
Pholadomya Puschi GOLDF. (5 A.)

---

[1]) Vgl. H. v. DECHEN: a. a. O., S. 671.
[2]) Es bedeuten: die Abkürzungen A. = Abdrücke und St. = Steinkerne, die Zahlen (1, 3) die Anzahl der bestimmten Versteinerungen.

2. Scaphopoden.

Dentalium Kicksii Nyst. (10 A.)
- - cf. *seminudum* Desh. (1 A.)

3. Gastropoden.

Cerithium sp. (cf. *trilineatum* Phil.) (1 A.)

Es liegt also in der Fauna von Süchteln eine ausgesprochene oberoligocäne Fossilsuite vor, in der die Lamellibranchiaten vorherrschen; unter ihnen wieder die für die Meeressande bezeichnenden Formen von *Isocardia*, *Cyprina*, *Cytherea*, *Panopaea* und *Pholadomya.*

Die Fauna zeigt völlige Übereinstimmung mit der durch H. v. Dechen[1]) von Erkrath und Grafenberg mitgeteilten, nur geringe mit der aus dem Untergrunde der Krefelder Gegend bekannt gewordenen versteinerten Tierwelt. Letztere setzt sich vorwiegend aus Gastropoden zusammen, enthält daneben auch Bryozoen und Foraminiferen in größerer Anzahl. Sie entstammt wahrscheinlich einem tieferen Horizonte des Oberoligocäns.

Eine beabsichtigte weitere Ausbeute des Süchtelner Fundpunktes dürfte den Formenkreis der dortigen Fauna noch erweitern und vervollständigen. —

Neben den Fossilien aus den gelben Formsanden liegt noch aus dem gleichen Aufschlusse ein Bruchstück eines lose verkitteten grauen Sandes vor, der nesterweise im Untergrunde des Gelbsandes auftritt und mit Fossilresten ganz durchspickt erscheint, also geradezu eine Petrefaktenbank bildet.

Unter den Versteinerungen aus diesen kalkhaltigen Sanden ließen sich bestimmen:

Pecten semistriatus Münst. (1 A.)
Astarte pygmaea Münst. (3 A.)
? *Woodia Beyrichi* Speyer (2 A.)
Cytherea Beyrichi Semp. (1 A.)
Dentalium Kicksii Nyst. (2 A.)

Diese Fauna ergänzt also die aus den Gelbsanden um die beiden Formen: *Pecten semistriatus* Münst. und ? *Woodia Beyrichi* Speyer.

---

[1]) a. a. O. S. 672—674.

53. Eine kurze Bemerkung zum Vortrag des Herrn A. FLEISCHER über das Thema „Beiträge zur Frage der Ausdehnung des Magmas beim langsamen Erstarren“.[1])

Von Herrn F. VON WOLFF.

Danzig-Langfuhr, den 30. September 1910.

Es ist sattsam bekannt, daß plötzliche Volumenänderungen bei einem Phasenwechsel wie beim Übergang vom Schmelzfluß in den krystallisierten Zustand oder beim Umwandlungspunkt einer krystallisierten Modifikation in eine andere auftreten und nicht bei einer rein glasigen Erstarrung. Ich kann daher den Erstarrungsversuchen des Herrn A. FLEISCHER irgendeine Bedeutung zur Lösung der Frage, ob Silikate und Silikatgemenge unter Kontraktion oder Dilatation krystallisieren, nicht beimessen. Herr FLEISCHER operiert mit Gesteinsgläsern, die er durch Umschmelzen aus Gesteinen gewonnen hat, und erhält bei seinen Versuchen wieder Gläser, wie man seinen Angaben entnehmen muß (vgl. S. *419*). Trotz der langsamen Erstarrung ist eine Krystallisation nicht eingetreten, was auch u. d. M. leicht festzustellen gewesen wäre, infolgedessen können diese Versuche auch gar nichts über Volumenänderungen bei der Krystallisation aussagen. Auf diese kommt es bei der Frage nach einer Energieerzeugung während des Erstarrungsprozesses allein an. Es erübrigt sich daher für mich, auf seine Versuche näher einzugehen. Das Zerspringen seiner Porzellantiegel beweist, selbst für den Fall einer teilweisen Krystallisation, gar nichts und ist offenbar auf eine verschiedene Zusammenziehung von Gefäß und Schmelzgut zurückzuführen.

Da es bisher nicht möglich war, vollständig einwandfrei und genau genug die Dichte von Silikatschmelzen auf direktem Wege zu ermitteln — auch der Versuch von BARUS ist nicht frei von Fehlerquellen —, müssen indirekte Methoden mit herangezogen werden.

Die Kontraktion des Magmas bei der Krystallisation kann am sichersten noch aus der Tatsache geschlossen werden, daß

---

[1]) Diese Monatsberichte 1910, Nr. 5/6, S. *417—420*.

bei 20° die Gesteinsgläser weniger dicht als die vollkrystallisierten Gesteine sind. Berücksichtigt man nämlich den kubischen Ausdehnungskoeffizienten, so ist, wie TAMMANN in seiner Arbeit „Krystallisieren und Schmelzen“, S. 48 ausführt, derselbe für Silikatgläser größer als für krystallisierte Silikate. Die Volumenisobaren beider Substanzen divergieren gegen den Schmelzpunkt, oder, mit anderen Worten, die Dichteunterschiede werden mit steigender Temperatur größer, und man müßte schon kaum zulässige Annahmen für den nicht durch die Beobachtung erschlossenen Teil der Kurven machen, um die Verhältnisse im Sinne einer Ausdehnung bei der Krystallisation umzukehren. Natürlich ist auch dieser Rückschluß kein absolut zwingender. Das liegt an der Inhomogenität des Magmas. Ein scharfer Erstarrungspunkt existiert nicht, sondern ein Erstarrungs- oder Krystallisationsintervall, während dessen sich die Verhältnisse durch Ausscheidung von Krystallen ständig verschieben. Die Volumenänderungen bei dieser komplizierten Krystallisation können wir im einzelnen nicht übersehen, da die physikalisch-chemischen Vorgänge bei der Gesteinsverfestigung noch viel zu wenig durchforscht sind. So hat z. B. LOEWINSON-LESSING[1]) die Viskosität der Feldspate in der Nähe des Schmelzpunktes durch den Widerstreit zwischen der Volumenausdehnung beim Schmelzen und der Kontraktion als Folge der Dissoziation zu erklären versucht. Sieht man von den vielen hypothetischen und nicht diskutablen Möglichkeiten ab, so lassen sich die bisher gemachten Erfahrungen nur im Sinne einer vorwiegenden Volumenkontraktion bei der Krystallisation der Silikate deuten.

---

[1]) F. LOEWINSON-LESSING: Über eine mögliche Beziehung zwischen Viskositätskurven und Molekularvolumina bei Silikaten. Zentralbl. f. Min. 1906, S. 289.

54. Der Vulkan Soputan in der Minahassa (Nordcelebes).

Von Herrn JOH. AHLBURG.

Berlin, den 3. Dezember 1910.

In einem Aufsatze über den Soputan in der Minahassa[1]), von dem ich soeben durch die Zusendung des Verf. Kenntnis erhalte, greift Herr A. WICHMANN meine gelegentlich eines Vortrages über den geologischen Aufbau von Nordcelebes gemachten kurzen Angaben über diesen Vulkan in einer mir ganz unverständlich erscheinenden, heftigen Weise an, so daß ich mich zur Klarstellung wenigstens der sachlichen Angriffe dieser Ausführungen veranlaßt sehe.

Vorausschicken möchte ich, daß ich meine nach Ansicht des Herrn WICHMANN „völlig aus der Luft gegriffenen Angaben über den Soputan" gelegentlich eines Besuches und einer Besteigung des Vulkans im Juni 1909 gesammelt habe, eine Tatsache, die offenbar Herrn WICHMANN bisher unbekannt gewesen ist, da ich mir schlechterdings nicht denken kann, daß er sonst meine Angaben speziell über den Lavaausbruch mit Literaturzitaten zu widerlegen sucht, die sich zum Teil auf anonyme Zeitschriftsberichte und Beschreibungen eingeborener Schulmeister stützen.

Bei der Besteigung des Gipfels, die ich in Begleitung mehrerer Eingeborener aus der Negorei Langowan ausführte, erhielt ich einige voneinander unabhängige Angaben über den großen Ausbruch des Vulkans in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts; wenn diese Angaben auch bezüglich des Zeitpunktes schwankten, so zeigten sie doch in der Hauptsache eine auffällige Übereinstimmung, daß nämlich bei dem großen Ausbruche die Form des bis dahin spitzen Vulkans sich erheblich verändert habe; jedenfalls erkannte ich aus den Erzählungen, wie lebhaft noch heute die Erinnerung bzw. Tradition bezüglich dieses Ausbruches in der dortigen Bevölkerung wohnt. In der Jahreszahl 1838 (1828 ist ein gewiß bedauerlicher Druckfehler) bin ich den eingehenden Nachforschungen der Gebrüder SARASIN[2]) über diese Frage gefolgt

[1]) Diese Zeitschr. 1910, Monatsber. 8/10, S. *589* ff.

[2]) Entwurf einer geogr.-geol. Beschreibung der Insel Celebes. Wiesbaden 1901.

und sehe auch jetzt nach den Ausführungen A. WICHMANNs, der auf Grund der Angaben eines Anonymus aus dem Jahre 1846 wegen der Priorität für das Jahr 1833 eintritt, keine Veranlassung, von der obigen Jahreszahl abzuweichen.

Eines aber zeigen die mit so großer Sorgfalt zusammengetragenen Literaturnotizen A. WICHMANNs mit aller Deutlichkeit: auf wie unsicheren Füßen die ganzen älteren Literaturberichte trotz ihrer großen Zahl stehen, wie sehr sie sich im einzelnen widersprechen, so daß ich mich vollauf berechtigt fühlen durfte, meine eigenen Erkundigungen über den Ausbruch wiederzugeben, zumal dieselben durch die persönliche Inaugenscheinnahme viel Stütze erhielten. Denn die heutige Form des Kraters verrät mit aller Deutlichkeit das jugendliche Alter desselben; in nicht mehr als 70 Jahren hat sich der mit nahezu senkrechten Wänden in unbekannte Tiefe abstürzende Krater — mit einem Durchmesser von nahezu $^1/_2$ km — bis auf 200 m unter den Kraterrand aufgefüllt (auf der Westseite nach meinen eigenen Schätzungen sogar bis auf 100 m). Besonders beachtenswert scheint mir, daß zur Zeit der Besteigung von F. RINNE im Jahre 1899 der Schlundboden noch nicht sichtbar war, während ich — also nur 10 Jahre später — den Kraterboden bei einer Umgehung des Kraterrandes überall habe sehen können.

Ich halte hiernach meine Angaben über die Veränderungen des Soputangipfels voll aufrecht, zumal ich zwischen ihnen und den auf eingehender Untersuchung der Quellen beruhenden Beschreibungen der Gebrüder SARASIN (a. a. O. S. 65) keinen wesentlichen Widerspruch zu erblicken vermag; denn daß bereits bei der ersten Besteigung des Vulkans durch REINWARDT ein tiefer Krater bestanden hat, wird durch meine Äußerungen in keiner Weise berührt oder gar in Abrede gestellt. Schon die von REINHARDT[1]) gemachte Angabe, daß der Kraterrand sehr ungleich gewesen sei, rechtfertigt vielleicht die Angabe der Eingeborenen von der früheren spitzen Form des Berges, die dann bei dem großen Ausbruch verloren ging.

Am allerwenigstens aber vermag ich zu glauben, daß die Ausführungen A. WICHMANNs, die sich lediglich auf die so mannigfach widersprechenden älteren Literaturnotizen stützen, ohne auf eigener Ortskenntnis zu beruhen, dasu angetan sind, meine kurzen Worte über den großen Ausbruch des Soputan zu widerlegen, geschweige denn, die schweren, gegen mich erhobenen Anschuldigungen in irgendeiner Weise zu rechtfertigen.

---

[1]) F. u. P. SARASIN a. a. O. S. 61.

Das gleiche gilt auch von der zweiten Stelle, die A. WICHMANN richtigstellen zu müssen glaubt (a. a. O. S. *593*), an der ich von einem noch neuerdings erfolgten großen Lavaausbruch am Ostfuße des Soputan berichte. Hier sucht der Verf. den mir einfach unfaßbaren Nachweis zu führen, daß ich kleine Schlamm- und Aschenauswürfe, die sich im Anfange dieses Jahrhunderts an der Nord- und Nordostseite des Vulkans ereignet haben, mit einem großen Lavastrome verwechselt habe.

Ohne dem Herrn Bergingenieur M. KOPERBERG zu nahe treten zu wollen, dessen Autorität neben anderen (eingeborene Schulmeister usw.) Herr WICHMANN gegen meine Beschreibung ins Feld führt: Hätte es für einen Forscher vom Rufe des Herrn WICHMANN nicht näher gelegen, zunächst einmal den Angaben eines, wenn auch erheblich jüngeren Fachmannes, der noch dazu als letzter den Vulkan bestiegen hat, Glauben zu schenken, ehe er so schwere Beschuldigungen erhebt?

Statt aller Erklärungen will ich hier meine betreffenden Tagebuchnotizen im Wortlaut wiedergeben und schicke nur voraus, daß der von mir erwähnte Lavaausbruch in der Senke zwischen Soputan und Kelelondei südlich der Wasserscheide stattgefunden hat, während die von WICHMANN irrtümlich damit identifizierten Schlammausbrüche nördlich der Wasserscheide, im Quellgebiete des Pentu, liegen. Meine Notizen besagen:

. . . Die Senke (zwischen Soputan und Kelelondei) steigt etwa 150 m (gerechnet vom Kessel zwischen Soputan, Manimparok und Sempu, dem Lagerplatz der Gebrüder SARASIN) empor, und in ihrem oberen Teile gewahrt man — vom Soputankraterostrand besonders schön zu sehen — einen flachen, langgestreckten Lavakegel. Der Kegel liegt dem Soputanhang zu; die Oberfläche zeigt deutliche Einbrüche und klaffende Spaltenrisse nach der Soputanseite (dem Steilhang des Kegels) zu; der Strom (nach Süden gerichtet) teilt sich an der Ostböschung der Senke (am Kelelondei); die Oberfläche zeigt typische Blocklava; aus dem Innern aufsteigende Dämpfe (die im Verein mit der ausstrahlenden Hitze ein Näherkommen verhinderten) färben die Kruste weiß und gelb. Der Ausbruch fand statt am 18. Juni 1908 (nach Angabe des Hukum tua von Langowan), ohne vorherige Erderschütterungen. Bemerkenswert ist, daß der neue Kegel unterhalb der Hauptfumarole des Soputankraterrandes (Ostseite) gelegen ist, daß in derselben Richtung der tätige Masemkrater und die Schlammpfuhle bei Langowan, endlich die heißen Quellen bei Passo und ganz im Osten der neugebildete Parasit Batu angus baru (Straße von Lembe) liegen . . .

Hinzufügen will ich noch zu diesem Berichte, daß ich mich der Lavamasse auf ca. 400 m genähert und mit einem Zeissglas meine Beobachtungen (auch kleine Skizzen danach) gemacht habe.

Vielleicht sind diese Angaben dazu angetan, Herrn A. WICHMANN besser darüber zu belehren, „was es mit meiner gewaltigen Lavamasse auf sich hat", als seine allerdings nur bis zum Jahre 1907 reichenden Literaturbelege, und ihn davon zu überzeugen, daß meine Äußerungen doch nicht „ganz aus der Luft gegriffen waren".

Zum Schluß will ich nicht unversucht lassen, eine Erklärung für die entstandenen Mißverständnisse aufzufinden. Herr WICHMANN hat bei der Beurteilung meiner Äußerungen über den Soputan offenbar außer acht gelassen, daß meine Mitteilungen über Celebes den Wortlaut eines kurzen Vortrages über die Insel darstellen. Es wird doch jedermann einleuchten, daß ich im Rahmen dieses Vortrages, der vornehmlich die Darlegung meiner Ansichten über den tektonischen Bau der Nordinsel bezweckte und das übrige, wie die kurze Beschreibung der Minahassa, nur als Einführung für das mit der Materie doch sicher größerenteils nicht vertraute Auditorium schildern sollte, unmöglich lange Auseinandersetzungen bringen konnte über die verschieden lautenden Literaturberichte betreffs der Soputangeschichte (bei Gebrüder SARASIN nehmen dieselben nahezu sechs Folioseiten ein), zumal ja dieselben im besten Falle, wie in den WICHMANNschen Ausführungen selbst, nur mit einem Fragezeichen geendet hätten.

Daß ich meine bereits im Vortrage angekündigten ausführlichen Berichte bisher noch nicht habe veröffentlichen können, bedauere ich selbst sehr lebhaft; dringendere Arbeiten haben mich bislang am Abschluß derselben verhindert. Es bedrückt mich dies noch besonders, weil es mir im Rahmen des Vortrages, den ich zum Drucke nicht weiter verändern durfte, leider nicht möglich war, die Arbeiten der zahlreichen Celebesforscher ausführlicher zu würdigen, insbesondere auch der Verdienste zu gedenken, die sich A. WICHMANN um die Erforschung dieser Insel erworben hat.

Monatsberichte

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Nr. 12. **1910.**

Protokoll der Sitzung vom 7. Dezember 1910.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

1. Geschäftliche Sitzung.

Die geschäftliche Sitzung ist durch die Wahlhandlung ausgefüllt.

Es wurden abgegeben 252 gültige und 6 ungültige Stimmen.

Wahl des Vorsitzenden:

Es erhielten Stimmen: Herr BRANCA 244, Herr BEYSCHLAG 2, die Herren KRUSCH, WAHNSCHAFFE, SCHEIBE, KEILHACK, ZIMMERMANN je 1. — Gewählt Herr BRANCA.

Wahl der stellvertretenden Vorsitzenden:

Es erhielten Stimmen: Herr RAUFF 249, Herr WAHNSCHAFFE 244, Herr PENCK 3, die Herren P. G. KRAUSE, SCHEIBE, KRUSCH, KÜHN, GAGEL, JENTZSCH, GRÄSSNER je 1. Ungültig 1 Stimme. — Gewählt die Herren RAUFF und WAHNSCHAFFE.

Wahl der Schriftführer:

Es erhielten Stimmen: Die Herren STREMME und BÄRTLING je 250, Herr BELOWSKY 247, Herr FLIEGEL 218, Herr v. LINSTOW 26, Herr JANENSCH 4, die Herren SCHMIERER und v. STAFF je 2, die Herren J. BOEHM, KOERT, ERDMANNSDÖRFFER, SCHUCHT, BRANCA, WUNSTORF, QUITZOW, WAHNSCHAFFE und E. SCHMIDT je 1. — Gewählt die Herren STREMME, BÄRTLING, BELOWSKY und FLIEGEL.

Wahl des Schatzmeisters:

Es erhielten Stimmen: Herr ZIMMERMANN 247, die Herren MICHAEL und RECK je 1. — Gewählt Herr ZIMMERMANN.

Wahl des Archivars:

Es erhielten Stimmen: Herr EBERDT 249, Herr SCHNEIDER 1. — Gewählt Herr EBERDT.

Wahl des Beirates:

Es erhielten Stimmen als Beiratsmitglieder die Herren: SCHMIDT (Basel) 243, KOKEN 238, WICHMANN (Utrecht) 238, TIETZE (Wien) 233, VON KOENEN 232, JAEKEL 229, STEINMANN 12, ROTHPLETZ 10, FRECH 6, SAUER 5, BECK, EM. KAYSER, SALOMON je 4, TORNQUIST 3, BERGEAT, VON GROTH, KALKOWSKY, RINNE, UHLIG je 2, VON AMMON, VON ARTHABER, VAN CALKER, FRAAS, GEINITZ, GÜRICH, HOLZAPFEL, KLOCKMANN, LENK, LINCK, MOLENGRAAF, PASSARGE, STILLE, TOULA, J. WALTHER je 1. — Gewählt die Herren C. SCHMIDT (Basel), KOKEN, WICHMANN (Utrecht), TIETZE (Wien), VON KOENEN und JAEKEL.

Die Gewählten erklären sich, soweit sie anwesend sind, zur Annahme der Wahl bereit.

Demnach setzen sich der Vorstand und der Beirat für 1911 zusammen:

Herr BRANCA, Vorsitzender
- RAUFF, } stellvertretende Vorsitzende
- WAHNSCHAFFE, }
- STREMME, }
- BÄRTLING, } Schriftführer
- BELOWSKY, }
- FLIEGEL, }
- ZIMMERMANN, Schatzmeister
- EBERDT, Archivar

Beirat die Herren C. SCHMIDT-Basel, KOKEN-Tübingen, A. WICHMANN-Utrecht, TIETZE-Wien, v. KOENEN-Göttingen und O. JAEKEL-Greifswald.

Die Herren BRANCA und BEYSCHLAG gaben Erklärungen zur Wahl des ersten Vorsitzenden.

2. Wissenschaftliche Sitzung.

Der Schriftführer verliest das Protokoll der letzten Sitzung, das von der Versammlung genehmigt wird.

Die Gesellschaft hat den Verlust eines alten Mitgliedes zu beklagen, des Professors Dr. OTTO LUEDECKE in Halle, der der Gesellschaft seit 1874 angehörte. Der Vorsitzende widmet dem Verstorbenen, zu dessen Ehren sich die Anwesenden von den Sitzen erheben, einen warmen Nachruf.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dr. phil. PAUL HARDER, Kopenhagen, Östervoldgade 7, vorgeschlagen von den Herren JENTZSCH, PENCK, WAHNSCHAFFE.

Herr Dr. phil. PAUL KORONIEWICZ, Geolog. Institut des Kaiserl. Polytechnikums in Warschau, vorgeschlagen von den Herren LEPSIUS, PENCK, WAHNSCHAFFE.

Herr Dipl.-Ing. G. L. L. KEMMERLING, Maastricht (Holland), z. Z. Freiburg (Br.), Hildastr. 49, vorgeschlagen von den Herren P. GROSCH, W. SOERGEL, S. VON BUBNOFF.

Herr Dr. phil. ERNST REUNING, Prokurist der Deutschen Kolonialgesellschaft für Südwestafrika, z. Z. Lüderitzbucht, vorgeschlagen von den Herren LOTZ, ERICH KAISER, RAUFF.

Herr Dr.-Ing. FRITZ KRAUSE, beratender Bergingenieur, Lüderitzbucht, vorgeschlagen von den Herren LOTZ, ERICH KAISER, RAUFF.

Herr Dr. phil. HANS KLAEHN in Straßburg i. E., vorgeschlagen von den Herren GRÖBER, KESSLER, VON SEIDLITZ.

Herr Dr. phil. WALTER KLIEN, I. Assistent am geolog. Institut und der Bernsteinsammlung, Königsberg i. Pr., vorgeschlagen von den Herren TORNQUIST, SPULSKI, BLANCKENHORN.

Herr Bergassessor ERICH SEIDL, Berlin N 4, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, KRUSCH, MICHAEL.

Herr Rektor ZOBEL, Groß-Lichterfelde-W., Ringstr. 10A, vorgeschlagen von den Herren J. BÖHM, E. ZIMMERMANN (Schwelm), GOTHAN.

Herr Dr. phil. WALTER WETZEL, Assistent am Mineral. Institut und Museum zu Kiel, vorgeschlagen von den Herren H. HAAS, WÜST, POMPECKJ.

Deutsche Solvay-Werke, Abteilung Borth in Borth, Post Büderich, Kreis Mörs, vorgeschlagen von den Herren WUNSTORF, FLIEGEL, RAUFF.

Herr Rechtsanwalt Dr. PAUL ROSENFELD, Berlin SW., Anhalter Str. 16/17, vorgeschlagen von den Herren GRAF VON MATUSCHKA, BLANCKENHORN, P. G. KRAUSE.

Sodann legt der Vorsitzende die eingegangenen Druckschriften vor und erteilt Herrn **GRUPE** das Wort zu seinem Vortrag über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalteruptionen[1]).

Zur Diskussion sprechen die Herren BRANCA, GRUPE, BEYSCHLAG, BLANCKENHORN und NAUMANN.

Herr **DENCKMANN** gibt darauf eine **kurze Mitteilung über den paläontologischen Inhalt des Obersilurs im Kellerwalde.**

In meinen Publikationen über das Silur des Kellerwaldes habe ich wiederholt[2]) darauf hingewiesen, daß es im Silur des Kellerwaldes im wesentlichen zwei Arten von Faciesbildungen mit tierischen Versteinerungen gibt, deren eine durch das Auftreten von Graptolithen in Vergesellschaftung mit den bekannten Silur-Pelecypoden (*Cardiola interrupta, Praecardium, Praelucina* usw.) und mit echt silurischen Crinoidenformen (*Scyphocrinus* usw.) gekennzeichnet ist, während die andere direkt als eine Tentaculiten-Facies benannt werden muß. Die Feststellung dieser zweiten Art der Faciesausbildung hat, wie Ihnen bekannt ist, in neuerer Zeit zu Angriffen gegen die stratigraphische Deutung der sie einschließenden Sedimente als Silur Veranlassung gegeben.

[1]) Der Vortrag wird in etwas erweiterter Form in einem der nächsten Vierteljahrshefte abgedruckt werden.

[2]) Zuletzt im Jahrbuche der Kgl. Geol. Landesanstalt für 1899, S. 302.

Ich selbst bin seit Abschluß der Kartierungsarbeiten im Kellerwalde, also seit mehr als 10 Jahren, wegen Betätigung auf völlig fernliegenden Gebieten nicht dazu gekommen, die Silurfauna des Kellerwaldes in so eingehender Weise zu bearbeiten, wie dies im Interesse der wichtigen stratigraphischen Fragen, um die es sich handelt, nötig gewesen wäre. Herr Dr. LOTZ, der bei seinem Eintritt in die Geologische Landesanstalt als Bearbeiter der silurischen Faunen ausersehen war, hat sich längst der praktischen Kolonialgeologie zugewendet. Unser unvergeßlicher BEUSHAUSEN, der die silurischen Zweischaler zu bearbeiten beabsichtigte, ist uns durch den Tod entrissen.

Es ist deshalb erfreulich, daß Herr R. WEDEKIND, der Ihnen als Bearbeiter der Enkeberger Oberdevonfauna bekannt ist, sich mit großem Eifer den Silurfaunen des Kellerwaldes zugewendet hat. Von allgemeinem Interesse dürfte es sein, daß Herr WEDEKIND zunächst die Tentaculiten-Facies des Obersilurs vom Steinhorne bei Schönau, die ich als „obere Steinhorner Schichten" bezeichnet habe, bearbeitet, daß er sich als ersten Gegenstand seiner eingehenden Untersuchungen die Trilobiten, speziell die Phacopiden, ausgesucht hat, und daß er hier bereits zu bestimmten Resultaten gekommen ist, die er mir in einem Briefe vom 24. XI. mitteilte. Ich bitte Sie, mir zu gestatten, daß ich den betreffenden Teil des Briefes hier verlese:

„. . . Zuerst habe ich mir die Trilobiten vorgenommen. Da haben nun die Phacopiden mir große Überraschungen bereitet, indem ich ganz neue Gruppen unter denselben fand. Es sind das *Phacops*-Arten mit kurzem aber deutlichem Wangenstachel, die somit an *Phacops elegans* aus dem tieferen baltischen Obersilur erinnern. Andere Formen erinnern an den auch aus dem böhmischen Obersilur bekannten *Ph. Bronni*. Keine einzige Art läßt sich mit einem devonischen *Phacops* einwandfrei identifizieren.

Besonders die Arten mit Wangenstacheln beweisen mir mit Sicherheit, daß die vorliegenden Phacopiden des Steinhornes obersilurisch sind."

Weiter spricht Herr ERDMANNSDÖRFFER über Biotitanreicherung in Granitkontaktgesteinen.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren BRANCA, SCHEIBE, JENTZSCH und der Vortragende.

Zum Schluß bittet der Vorsitzende die Mitglieder der Gesellschaft, die zur Revision übersandten Adressen tunlichst umgehend an Herrn BÄRTLING zurücksenden zu wollen[1]).

Darauf wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

RAUFF. BÄRTLING. STREMME.

---

[1]) Am 2. Januar 1911 fehlten noch 155 Adressen, deren Rücksendung auch jetzt noch dringend erwünscht ist. R. BÄRTLING.

Briefliche Mitteilungen.

55. Schlußwort zu DENCKMANNs Silur im Kellerwald.

Von Herrn R. LEPSIUS.

Darmstadt, am 9. Dezember 1910.

Die persönlichen Angriffe des Herrn A. DENCKMANN in dieser Zeitschrift (Monatsber. Nr. 8/10, Bd. 62, Jahrg. 1910, S. *601—604*) berühren mich nicht: sie können nur ihm schaden.

In der Sache selbst warte ich mit aller Ruhe und Geduld ab, bis Herr A. DENCKMANN seine angeblichen Silurstufen im Kellerwalde durch eine Beschreibung von Silurfossilien belegt, und bis er erklärt, aus welchem Grunde die Mächtigkeit des gesamten Devonsystems im Kellerwalde nur 12—15 m betragen soll.

56. Über Gletscher-Erosion.

Von Herrn R. LEPSIUS.

Darmstadt, den 4. Dezember 1910.

Einleitung.

Jeder, der meine Schriften kennt, weiß, daß, wenn ich über Gletscher-Erosion schreibe, ich mich gegen die „Erosion" der Gletscher aussprechen will; es ist aber nur der Ausdruck „Erosion", und es sind nur die Übertreibungen der Wirkung von Gletscher-Arbeit, gegen die ich mich wende.

Die Bezeichnung „Erosion" muß für die Einfurchung der Erdoberfläche durch das Wasser reserviert bleiben; das fließende Wasser wirkt im wesentlichen in der Linie. Die Abräumung der Erdoberfläche durch die Gletscher dagegen wirkt vorzüglich in der Fläche. Daher sprach A. G. HÖGBOM auf dem

Internationalen Geologen-Kongresse in Stockholm von der „Denudation“ durch die Gletscher; diese wirkt allerdings über Flächen, jedoch ist das Wort „Denudation“ stets für die Abwaschung der Erdoberfläche durch den Regen und die feinsten Wasseradern gebraucht worden. Ihre Wirkung weicht besonders dadurch von derjenigen der Gletscher ab, daß das denudierende Wasser einen sehr geringen, dagegen mächtige Eismassen durch ihre Schwere einen starken Druck auf ihre Unterlage ausüben.

Für die eigenartige oberflächliche Abräumung des Landes durch die Gletscher möchte ich daher ein neues Wort in die geologische Nomenklatur einführen und will sie „Detersion“ nennen[1]).

Ich werde heute an einigen Beispielen die Gletscherwirkungen im Gebirge erläutern, nämlich die Entstehung der Kare, der kleinen Seebecken, der Trogtäler und der Hängetäler besprechen.

I. Kare.

Es wird allgemein angenommen, daß die Bildung der Kare irgendwie mit den Gletschern in Verbindung steht; die Mechanik der Ausräumung dieser Felscircus wird verschieden gedeutet. Sie kennen die Form und die Lage der Kare: am äußeren Rande von Bergplateaus, im Halbrund ausgefurcht, sitzen sie mit steilen Felswänden im anstehenden Gebirge; der flache Boden kesselförmig vertieft hinter einem Riegel, der zumeist von einem Moränenwall, gelegentlich auch von anstehendem Fels gebildet wird. Dieser Riegel gibt dem Kar die Form eines Lehnsessels; er ist gewöhnlich durchgeschnitten von einem Ausfluß, der den häufig vermoorten, zuweilen durch einen kleinen See ausgefüllten Boden des Kares entwässert.

Zwei Formteile der Kare sind schwierig zu erklären:

1. Wie entsteht der Circus mit seinen steilen Felswänden?
2. Durch welche Kraft wurde der Karboden übertieft?

Daß ein Gletscher zeitweise im Kar gelegen und sich durch dasselbe hindurchbewegt hat, ist dadurch bewiesen, daß noch jetzt Rundhöcker und Gletscherschliffe auf an-

---

[1]) Aus dem lateinischen detergēre = ausräumen, ausfegen abgeleitet; fossam detergēre = einen Graben ausräumen, so wie der Gletscher ein Tal ausfegt. Der Ausdruck „Abrasion“ wäre geeignet, wenn er nicht bereits von F. von Richthofen für die angebliche Wirkung der Brandung des Meeres auf die Küsten (die tatsächlich, wie wir an allen Steilküsten sehen können, sehr gering ist) verwendet worden wäre.

stehenden Felsen am Karrande oder auf Felsinseln im Karboden oder an Felsen des Karriegels zu sehen sind; Beispiele hierfür bieten die Karseen der Südvogesen, die in 800 bis 1000 m Höhe über dem Meere liegen[1]), oder die Karseen des Böhmerwaldes in 900—1000 m Meereshöhe[2]).

Der kleine Gletscher im Kar ist nicht imstande, den Circus mit seinen Steilwänden auszuarbeiten; dazu fehlt ihm die mechanische Kraft. Ebensowenig kann der oben über dem Kar auf dem Bergplateau liegende große Gletscher das Kar aushobeln, weil ein Gletscher wohl flache Oberflächen abschleifen, aber keine senkrechten Wände einschneiden kann. Die schroffen Felswände des Circus zeigen auch niemals Schliffflächen, sondern im Gegenteil sehr zerklüftetes, und zwar klein- und kurzklüftiges Gestein.

F. von Richthofen und F. Frech wollten den Circus durch eine rotierende Bewegung der im Kar zusammenfließenden Gletscher ausdrehen; für eine solche Vorstellung sind aber die Kare an sich in der Regel viel zu klein; auch kann das Eis keine senkrecht wirkende, ausfurchende Kraft entwickeln, weil der Gletscher nicht geschlossen in das Kar gelangen, sondern nur zerstückt über die steilen Wände in das Kar hinabstürzen kann.

E. Richter stellte die mechanische Verwitterung durch Wasser und Frost in den Vordergrund, und dieser gewiß richtigen Erklärung für die Entstehung der steilen Felswände des Kares traten die meisten Karforscher bei, so Paul Wagner für die Kare des Böhmerwaldes.

Aber damit ist die Circusform der Kare noch nicht erklärt; hierfür habe ich keine plausible Erklärung in der Literatur gefunden. Ich glaube, dieselbe auf die folgenden Ursachen zurückführen zu können.

Nehmen wir als Beispiel die typisch ausgebildeten Kare im Schwarzwald, und zwar die im Buntsandstein bei Freudenstadt in 700—800 m Meereshöhe stehenden Kare[3]). Martin

---

[1]) L. van Werveke: Neue Beobachtungen an den Seen der Hochvogesen. Mitteil. d. Geolog. Landesanst. in Elsaß-Lothringen III, S. 133—138. Straßburg 1892.

[2]) Paul Wagner: Die Seen des Böhmerwaldes. Wissenschaftl. Veröffentl. d. Vereins f. Erdkunde zu Leipzig IV, S. 1—89; mit Abbildungen, Karten und Profilen. Leipzig 1899.

[3]) M. Schmidt: Über Glazialbildungen auf Blatt Freudenstadt. Mit Beiträgen von K. Rau. Mit 4 Abb. und 1 Taf. Mitteil. d. Geolog. Abt. d. Kgl. Württ. Statist. Landesamtes, Nr. 1. Stuttgart 1907. — Derselbe: Blatt Freudenstadt. Geolog. Spezialkarte des Königreichs Württemberg im Maßstabe 1:25000 nebst Erläuterungen. Stuttgart 1906.

SCHMIDT legt Gewicht darauf, daß diese Kare in der Mehrzahl sich nach NO und O zum Haupttale hin öffnen, daß dagegen keine Kare auf den Süd- oder Westgehängen der Berge existieren. In einem dunklen Gefühle glaubt M. SCHMIDT, daß die Himmelsrichtungen dieser Kare auf einen Zusammenhang zwischen Sonnenwärme und Gletscherabschmelzen deuten.

Da jedoch die Wände eines Kares nicht vom Gletscher selbst ausgefurcht werden, sondern vom Wasser, so müßten gerade umgekehrt die Kare in den der Sonne stärker ausgesetzten Süd- und Westgehängen der Berge entstehen, weil dort mehr Schmelzwasser vom Berggletscher herablaufen als auf den kälteren Nord- und Ostgehängen.

Die Kare sind schon deswegen unabhängig von der Sonnengegend, weil bei Wärmegraden, die hier etwas wirken könnten, die Gletscher überhaupt wegschmelzen würden.

Die Schmelzwasser fließen aus den Gletschern mit dem Gefälle der Bergoberfläche oder mit dem Schichtenfall. Hier auf Blatt Freudenstadt fallen die Buntsandsteinplateaus vom hohen Schwarzwalde ab nach Osten ein; daher stehen die Kare nicht auf den Westhängen der Täler.

In Norwegen ist es ebenso: Die Kare wenden ihren Ausgang nach Norden (NW—NO), nicht weil die im Kar liegenden Gletscher auf den Nordhängen besser vor der Sonnenbestrahlung geschützt liegen, sondern weil die Gletscher und ihre Schmelzwasser nach Norden abflossen.

Wir sehen daher, daß z. B. ein so typisches Kar wie der Rachelsee im Böhmerwalde nach Süden gerichtet liegt; ebenso in den Vogesen der Darensee[1]). In den Alpen schauen die Kare nach allen Himmelsrichtungen und richten ihre Längsachse parallel der Abdachung der Berge.

Dem Kar lag jedenfalls ursprünglich ein kleines Tälchen oder eine Wasserrinne im Rande des Bergplateaus zugrunde. Indem nun der auf dem Plateau liegende Gletscher dieses Bachtälchen bei seinem Heranrücken umfaßt, stürzen die Schmelzwasser, die aus den Eisrändern ausfließen, auch auf den Seitenflächen des Tälchens heraus; Wasser und Frost beginnen ihre abbröckelnde Arbeit in den Talgehängen, erweitern das Tälchen allmählich zu einem Circus mit steilen Felswänden und vertiefen das Tälchen zu einem Kare. Das Eis des Gletschers

[1]) L. VAN WERVEKE: Neue Beobachtungen an den Seen der Hochvogesen. Mit 2 Taf. und 7 Fig. im Text. Mitteil. d. Geolog. Landesanst. von Elsaß-Lothringen III, S. 132—138. Straßburg 1892.

stürzt in Stücken über die Felswände herab, verstärkt die Frostwirkung in den Wänden und häuft sich im Karboden an zu einem regenerierten kleinen Gletscher, dem eigentlichen Kargletscher.

Über den Kargletscher gleiten dann die von den Steilwänden des Circus abstürzenden Felsblöcke zum Ausgange des Kares und häufen sich hier an zu einem Moränenwall.

Die Vertiefung des Kares ist in analoger Weise eine Zerstörung des Felsbodens unter dem Karboden durch Wasser und Frost.

Wenn das Kar größer und länger geworden ist, kann sich das vom obenliegenden großen Gletscher über die steilen Felswände des Circus herabstürzende Eis so anhäufen, daß ein fließender Gletscher entsteht. Bei einiger Größe und Länge kann ein Kargletscher eine solche Schwere und Stoßkraft erlangen, daß er den verwitterten Karboden ausräumt; dabei kann im Ausgange des Kares eine niedrige Schwelle von anstehendem Gesteine entstehen, über welche der Gletscher hinübergleitet, ohne die Kraft zu haben, diese Schwelle zu zerstören; beim späteren Zurückgehen des Gletschers wird noch ein neuer Moränenwall auf der anstehenden Schwelle abgelagert.

Auf diese Weise erklären sich die Auskolkung, die Übertiefung des Karbodens oberhalb der Schwelle, der Riegel am Ausgange des Tales, zugleich auch die Schrammung und die Rundhöcker der anstehenden Felsen im Karboden und auf der Schwelle. Der Kargletscher fegte seinen Boden aus; später, nach Abschmelzung der Gletscher, bildete sich im Karboden oberhalb des Riegels ein Sumpf oder ein kleiner See.

II. Seebecken.

Es gibt nun Seebecken in den Tälern der Alpen, welche in ähnlicher Weise wie die Karböden oberhalb der Schwelle vom anstehenden Fels durch den Talgletscher etwas übertieft wurden. Diese in ihren Maßen stets geringe Auskolkung von Talböden vor Talriegeln hat offenbar Anlaß gegeben für die falsche Annahme, daß die meisten Alpenseen, auch die großen und tiefen Randseen der Alpen, von den Gletschern erodiert worden wären. Deshalb will ich hier die Übertiefung von kleinen und flachen Seebecken, wie sie gelegentlich in den Tälern und auf Hochflächen der Alpen angetroffen werden, erwähnen.

W. Salomon hat ein gutes Beispiel für solche Talbecken

aus dem Aviotale der Adamello-Gruppe beschrieben[1]). In diesem Hochtale, das von den Gletschern des Monte Adamello (3554 m) nach Norden tief in den gewaltigen Tonalitstock eingefurcht ist, folgen acht kleine, flache Talböden in Stufen nacheinander, von 2330 m Höhe bis 1584 m hinab, jedes Becken vom nächst unterliegenden durch eine Felsterrasse abgetrennt; zwei dieser Böden tragen noch Seen. „Alle diese Becken sind in festen Tonalit eingesenkt und an ihrer talabwärts gelegenen Seite von prachtvoll geglätteten Rundhöckern begrenzt, über die meist Wasserfälle steil hinunterstürzen.“ W. Salomon kommt zu dem Schlusse, daß diese flachen Becken aus dem Talboden durch „Gletscher-Erosion“ — sagen wir jetzt durch Gletscher-Detersion — ausgekolkt seien, und zwar begünstigt durch die Klüftigkeit des Adamello-Granites (Tonalites).

In der Tat sind die Granite durch ihre starke Zerklüftung besonders geeignet, vom Gletscher Stück für Stück ausgebrochen und danach ausgeräumt zu werden. Bruchzonen erleichtern die Verwitterung und Auskolkung. Dabei leisten die weniger oder gar nicht zerklüfteten Felspartien dem Gletscher solchen Widerstand, daß er diese festeren Partien nicht forträumen kann, sondern nur zu Rundhöckern abschleift.

Hinzukommt, daß die zerklüfteten Gesteinspartien in den flachen Talböden dadurch, daß das Wasser dort steht, stärker verwittern als die festen Felsmassen, über welche das Wasser rasch hingleitet.

Wir haben daher für den Prozeß der Detersion durch die Gletscher eine vorausgehende Zerklüftung und Verwitterung der Gesteine des Untergrundes anzunehmen; ebenso ist die zerstörende Frostwirkung unter dem Eise zu berücksichtigen.

Dagegen kommt der Druck des Gletschers nur insofern in Betracht, als dadurch die vom fließenden Eise mitgeschleppten Blöcke fest in den Untergrund des Gletschers hineingepreßt werden. Diese Blöcke der Grundmoräne sind es eigentlich, welche den zerklüfteten Felsboden unter dem Gletscher ausfegen und die Stücke losbrechen, weil sie erstens durch die Schwere des Gletschers stark belastet sind und zweitens durch den sich im Tale abwärts bewegenden Gletscher mitgezogen werden; dadurch können die Moränenblöcke gegen den Felsboden wie Meißel wirken und die klüftigen Gesteine ausbrechen.

---

[1]) W. Salomon: Können Gletscher in anstehendem Fels Kare, Seebecken und Täler erodieren? Mit 2 Taf. N. Jahrb. Min. II, 1900. Stuttgart.

Ein negativer Beweis für die Art und Weise der Gletscher-Detersion ist der folgende: Geschlossene Gesteinsmassen werden vom Gletscher zwar geschliffen, aber sie können nicht ausgebrochen werden, weil der Gletscher mit seinen mitgeschleppten Blöcken glatt über die Rundhöcker und geschliffenen Flächen weggleitet, ohne Angriffspunkte für seine Blockmeißel zu finden.

In dieser Beziehung war die Bemerkung von A. G. HÖGBOM auf dem Kongreß in Stockholm wichtig, daß über die Granithöcker-Landschaft in Schweden gelegentlich die Kalksteinpartien als Hügel herausragen, weil der Granit klüftiger und spröder ist als der Kalkstein[1]). Es kommt also für die Detersion der anstehenden Felsen weniger auf deren Härte als auf ihre Klüftigkeit an.

Im ganzen ist jedoch der Effekt des Ausbrechens von Felsstücken aus dem Untergrunde durch den Gletscher nicht bedeutend. Entsprechend den mechanischen Kräften, welche dabei wirksam sind, kann es sich dabei immer nur um ganz flache Talböden handeln, welche vor den Felsriegeln ausgekolkt werden gerade wie bei den Karböden. Aber steile Felsabstürze oder größere Seetiefen vermag der Gletscher mittels seiner mitgeschleiften Blöcke nicht zu erzeugen.

In der Hauptsache waren daher die Täler in den Alpen oder im skandinavischen Hochgebirge oder in der schwedischen Abdachung schon vor der Eiszeit durch die Flüsse erodiert worden.

III. Trogtäler.

Wir kommen damit drittens auf die Besprechung der sog. Trogtäler.

Es gilt bei den Glazialgeologen als ein feststehendes Dogma, daß die Täler, welche die Form eines großen lateinischen **U** besitzen, von den Gletschern detersiert seien („Trogtäler“), und daß die von den Flüssen erodierten Täler eine **V**-Form besäßen. Der Unterschied besteht also darin, daß den ersteren ein breiter, trogförmiger Talboden, darüber steile Talwände, diesen eine unten spitz zugehende, ebenfalls steilwandige Talschlucht zugewiesen wird[2]). Dabei wird gedacht,

[1]) Analog dem Sandgebläse, von dem das verfilzte weiche Papier nicht angegriffen, dagegen das harte Gestein in der Schablone Korn für Korn herausgebrochen und weggeblasen wird.

[2]) Siehe z. B. PENCK und BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. S. 288 mit Bild des Floitentales in den Zillertaler Alpen. Leipzig 1909. — Oder G. STEINMANN: Die Eiszeit und der vorgeschichtliche Mensch. S. 20 mit Abbildung des Lauterbrunner Tales. Leipzig 1910.

daß der breite Gletscher den breiten Talboden und der schmale Fluß die schmale Rinne ausgefurcht hätten. Der Trugschluß geht schließlich so weit, daß von den Ultraglazialisten behauptet wird, nur Gebirge mit Trogtälern seien vergletschert gewesen, und V-förmige Täler charakterisierten diejenigen Gebirge, denen eine diluviale Vergletscherung fehle.

Der behauptete Unterschied an sich ist nicht richtig, weil z. B. in den Alpen unzählige Talstrecken vorkommen, welche V-Formen in ehemals vergletscherten Gebieten zeigen, und solche, die mit U-förmigen Strecken in ein- und demselben Tale abwechseln. Das letztere ist sogar die Regel in den Alpen. Ich erinnere z. B. an die Via Mala, durch die der Hinterrhein oberhalb Thusis durchströmt oder an die Salzachöfen oberhalb Golling: Die Steilwände dieser engen und tiefen Schluchten tragen genug Schrammen und geschliffene Flächen als Zeichen davon, daß die Gletscher der Eiszeit sich durch sie hindurchgezwängt haben; auch sitzen in den Nischen der Felswände genug Reste von Moränen und erratische Blöcke. Aber die mächtigen Gletscher vermochten hier keine Trogform zu schaffen, nicht die Schlucht wesentlich zu verbreitern oder auszufurchen. Man sieht in diesen und anderen Talschluchten in den Alpen gerade, wie gering der Effekt der Detersion auf das anstehende Gebirge zur Eiszeit gewesen ist.

Die Via mala ist vor der Vergletscherung der Alpen bereits vom Hinterrhein erodiert worden — das beweisen die Gletscherschliffe und Moränenreste in der Schlucht. Es ist eine präglaziale Erosionsschlucht („Cluse"), die dadurch entstand, daß der Rhein mittels des Quarzsandes und der Gerölle des oberhalb anstehenden granitischen Gebirges die weicheren Triasschiefer, -kalksteine und -dolomite durchgesägt hat.

Andrerseits entsteht die U-Form der Trogtäler gar nicht dadurch, daß der Talboden flach vom Gletscher ausgeräumt wurde; der Talboden solcher Täler besteht nicht aus anstehendem Felsgestein, sondern aus Schutt, mit welchem die ursprüngliche, vom Flusse erodierte V-Form so weit aufgefüllt wurde, daß ein trogförmiger, flacher und breiter Talboden entstand. Dieser Schutt besteht oft aus Grundmoräne — also eine Aufschüttung durch den Gletscher statt einer Abschürfung! — meistens aber aus Geröll- und Sandanschwemmungen des Flusses; zum Teil auch aus Halden oder Bergstürzen, die von den Steilwänden des Tales durch Verwitterung, durch Frost oder durch ihre eigene Schwere auf den Talboden niedergestürzt sind.

Eine sichere Einsicht in die Tiefe eines typischen Trogtales verschaffte uns die verderbliche Katastrophe im Lötschbergtunnel im Berner Oberlande bei Kandersteg[1]).

Der Kanderfluß fließt von den Gletschern über Granitgebirge mit starkem Gefälle herunter bis in den ganz flachen und ebenen Gasterenboden; außerordentlich steile, 1000 m hoch ansteigende Felswände über dem 500 bis 1000 m breiten und mehr als 4 km langen alten Seeboden zeigen zu beiden Seiten die korrespondierenden, stark gefalteten Jurakalke des Balmhornes und Doldenhornes. In einer Tiefe von 180 m unter dem Gasterenboden wurde im Tunnel am 24. Juli 1908 die alte, jetzt verschüttete Talwand durchgeschossen; sogleich brach Sand und Kies des aufgefüllten Talbodens als ein breiiger Schlammstrom durch die Öffnung des festen Jurakalkes in den Tunnel hinein, tötete die Tunnelarbeiter und schüttete eine Strecke von 1100 m des eben gebohrten Tunnels zu.

Die Ultraglazialisten sahen das alte Seebecken des Gasterenbodens als eine Auskolkung durch den Kandergletscher an[2]). Davon kann gar keine Rede sein. Vielmehr ist die geologische Entwicklung des Gasterentales die folgende: Vor der Eiszeit hatte der Kanderfluß ein tiefes V-förmiges Tal im Juragebirge ausgefurcht; dasselbe endigte oberhalb Kandersteg in einer engen, 750 m langen Schlucht, der Klus. Nach der Eiszeit, als der Gletscher diese Cluse verließ, stürzte ein Teil der fast senkrechten Kalksteinwände zu Tal und füllte mit ihrem Blockwerke die Schlucht mindestens 130 m hoch auf. Dadurch entstand oberhalb der Klus ein Stausee, den die Kander mit ihren

[1]) Die Katastrophe geschah am 24. Juli 1908. Da ich an Ort und Stelle die Tunnelarbeiten im Jahre vorher verfolgt hatte und die Gegend genau kannte, schrieb ich einen Artikel über die Ursachen der Katastrophe, in der Frankfurter Zeitung vom 2. August 1908 abgedruckt. Ich schickte diesen Artikel an Albert Heim und korrespondierte mit ihm über die Sache. Trotzdem ignorierte A. Heim in seinem im Jahre 1909 erschienenen Artikel (Vierteljahrsschrift der naturforschenden Gesellschaft in Zürich, Nr. 20: Beweist der Einbruch im Lötschbergtunnel glaziale Übertiefung des Gasterentales?) gänzlich, daß ich zuerst nachgewiesen, daß die Klus keine Felsschwelle sei, sondern durch postglaziale Bergstürze zugeschüttet sei; daß das Gasterental durch diese Bergstürze und nicht durch Gletscherübertiefung entstanden sei usw. Ich bedaure, daß mein Freund Albert Heim sich auf meinen Artikel und unsere Korrespondenz über die Ursachen der Lötschbergkatastrophe schon nach einigen Monaten anscheinend nicht mehr besinnen konnte.

[2]) Auf dem IX. Internationalen Geographen-Kongreß zu Genf, Ende Juli 1908, berichtete J. Früh (Zürich) über die Lötschbergkatastrophe und erklärte unter Zustimmung der Mehrzahl der Geographen, daß das 180 m tiefe Felsbecken unter dem Gasterenboden nur durch Gletscher erodiert sein könne.

Anschwemmungen vollgefüllt hat; das ist der Gasterenboden. Die Klus ist kein Felsriegel, sondern eine 130 m hoch zugeschüttete Via Mala. Daß die alten Talwände unter dem Gasterenboden ursprünglich **V**-förmig nach unten konvergierten, ist dadurch bewiesen, daß die Einbruchsstelle des Tunnels in der Tiefe von 180 m ungefähr unter der Mitte des Querprofiles des Tales liegt.

In ähnlicher Weise waren alle anderen Trogtäler, z. B. das Lauterbrunner Tal, ursprünglich **V**-förmige Erosionstäler, deren unterste Tiefen von Berg- und Flußschutt oder auch von Grundmoränen aufgefüllt sind. Dadurch entstand die **U**-Form der Trogtäler.

Es ist wichtig, festzustellen, daß die Flüsse in den Alpen vor der Eiszeit so tief in das Gebirge einschnitten, daß 1000 m hohe, steile, fast senkrechte Talwände durch diese energische Erosion erzeugt wurden. Die Energie dieser Erosion beweist, daß vor der Eiszeit das Gefälle der Flüsse viel stärker gewesen sein muß als nach der Eiszeit oder als jetzt. Z. B. ein so gewaltiger Taleinschnitt im Granit (Tonalit) wie die Val di Genova auf der Ostseite des Adamello-Stockes ist unter dem heutigen geringen Gefälle des Talweges undenkbar.

Diese Tatsache weist wieder darauf hin, daß die Alpen vor der Eiszeit und während der Haupteiszeit ansehnlich höher über ihren äußeren Rändern gestanden haben müssen als jetzt[1]). Infolge der Absenkung des ganzen Alpengebirges zur atlantischen und skandinavischen Periode der Eiszeit wurde das Gefälle der großen Flußtäler in den Alpen so bedeutend verringert, daß die Taltiefen mit Schutt und Geröllen angefüllt wurden; so bildeten sich die Schotterterrassen und die flachen breiten Talböden; so entstand die **U**-Form der Trogtäler, und so ertranken die nahe den Alpenrändern liegenden untersten Talstrecken zu Seen.

IV. Hängetäler.

Was endlich die sog. „Hängetäler“ betrifft, so habe ich niemals einsehen können, aus welchem Grunde sie als ein Beweis für die Gletscher-Erosion betrachtet werden konnten. Ob die Seitentäler an Tiefe hinter den Haupttälern zurückstehen, weil sie durch Gletscher oder durch Wasser weniger

---

[1]) Ich nehme an, daß die Alpen 1300—1500 m zur Haupteiszeit höher über das Meer als jetzt, also in kältere Luftschichten, emporragten. Siehe meine Abhandlung über die Einheit und die Ursachen der diluvialen Eiszeit in den Alpen. Darmstadt 1910.

tief erodiert wurden, ist an sich in bezug auf die Mechanik dieser Erscheinung ganz gleich: in beiden Fällen wäre die schwächere Kraft der geringeren Eis- oder Wassermenge die Ursache des Zurückbleibens der Hängetäler. Der Staubbach bei Lauterbrunnen konnte mit seiner kleinen Wassermenge unmöglich gleichen Schritt in der Erosion seines Tälchens halten mit der schäumenden Lütschine unten im Haupttale.

Schluß.

Auf dem Internationalen Geologen-Kongreß fand eine lange Diskussion über die sog. Gletscher-Erosion statt. A. G. HÖGBOM (Upsala), der das granitische Grundgebirge von Schweden am besten kennt, sprach sich dahin aus, daß der Effekt der Detersion des skandinavischen Schildes durch die Gletscher der Eiszeit sehr gering gewesen sei: er schätzte die Abschrämung der Gesteinsoberfläche des schwedischen Grundgebirges auf höchstens einige Meter; die Detersion hört auf, sobald die Oberfläche der festen Gesteine vom Gletscher glattgeschliffen sei. C. BRÖGGER (Kristiania) glaubt, daß Skandinavien während der Eiszeit um etwa 25 m erniedrigt worden ist.

Diesen geringen Ausmaßen gegenüber erklärte A. PENCK, daß die Gletscher-Erosion der Alpentäler während der Eiszeit seiner Ansicht nach $^1/_4$ bis $^1/_3$ der Wasser-Erosion betragen hätte. Dieses Verhältnis ist immerhin schon viel bescheidener, als es auf dem Internationalen Geographen-Kongreß in Genf von einigen Geographen unter ED. BRÜCKNERs Führung behauptet wurde: 60—90 Proz. der großen Alpentäler sollten durch die Gletscher der Eiszeit auserodiert worden sein!

Ich fasse die Resultate meiner Darlegungen zusammen.

Die Kare sind nicht von Gletschern ausgefurcht worden: die Steilwände des Circus sind vom Wasser und Frost ausgebrochen.

Karböden und kleine Seebecken, welche von Felsriegeln abgeschlossen werden, wurden durch einen fließenden Gletscher mittels der Meißelkraft mitgeschleppter Blöcke aus zerklüfteten Gesteinen herausgebrochen und ausgekolkt. Diese Übertiefung von Talbecken ist in ihrem Betrage gering und steht im Verhältnis zur Größe des Gletschers, welcher detergiert. Die Trogtäler sind nicht durch Gletscher in die U-Form ihres Querschnittes versetzt worden; vielmehr entstanden sie durch Auffüllung ihrer vorher V-förmigen Sohle mittels Grundmoränen, Flußschotter oder Gehängeschutt. Noch weniger zeugen die

Hängetäler für eine Gletscher-Erosion des Haupttales; sie blieben in ihrer Vertiefung zurück, weil sie eine geringere Wassermenge als die Haupttäler führen.

Ich schätze also das Ausmaß der Detersion der Gletscher im anstehenden Fels sehr gering; ihr Betrag ist im zerklüfteten Gestein etwas höher als im geschlossenen Fels. Dagegen schätze ich den Effekt der Erosion des fließenden Wassers im Gebirge sehr hoch ein schon wegen der in der Regel sehr langen zeitlichen Dauer dieser Flußerosion, welche um so kräftiger angreifen konnte, je höher das Gebirge stand, und je stärker das Gefälle des Flusses war.

---

57. Das marine Diluvium und die pflanzenführenden Diluvialschichten Norddeutschlands.

Eine Anfrage an Herrn Lepsius.

Von Herrn C. Gagel.

Berlin, den 3. Dezember 1910.

Wir haben im Diluvium Norddeutschlands außer den glazialen und fluvioglazialen Ablagerungen eine ganze Anzahl mariner, faunaführender Schichten, die unter, zum Teil tief unter diesen mehr oder minder mächtigen, glazialen und fluvioglazialen Sedimenten, unter Geschiebemergel, Geschiebesanden und geschichteten Sanden liegen, und die deshalb von allen Beobachtern, die sie kennen, als interglaziale — in einem wärmeren Meere gebildete — betrachtet, zum kleineren Teil auch für glaziale — am Rande des Eises abgesetzte — Tone gehalten werden. Diese marinen Diluvialschichten unter den Moränen enthalten nämlich sehr verschiedenartige Faunen: zum Teil hocharktische mit *Yoldia arctica, Yoldia lenticularis, Pandora glacialis,* um nur die bezeichnendsten Formen dieser Fauna anzuführen, die jetzt — nach den grundlegenden, klassischen Forschungen von Sars[1]) — **nur** im hohen Norden, in den kältesten Meeren um Island, Grönland und Spitzbergen in 20—300 Faden Tiefe großenteils in der Nähe abschmelzenden Eises lebt und nicht einmal mehr in den borealen Gegenden bei den Lofoten

[1]) Sars: Mollusca regionis arcticae Norvegiae. Christiania 1878.

und Finnmarken vorkommt; zum andern Teil enthalten diese marinen Diluvialschichten eine rein boreale Fauna, die vom hohen Norden bis etwa zu den Lofoten und Finnmarken vorkommt, wie *Tellina calcarea*, *Cyrtodaria siliqua*, *Modiolaria corrugata*, *Leda pernula*, *Trophon clathratus*, zum Teil allein, zum Teil zusammen mit Formen, die entweder nur in hocharktischen Gegenden vorkommen, oder mit solchen, die vom hohen Norden bis zur Nordsee leben, wie *Saxicava pholadis*, *S. arctica*, *Mya truncata*, *Cyprina islandica*, *Buccinum undatum*. Endlich haben wir marine Diluvialschichten mit ganz gemäßigter Fauna wie *Cardium edule*, *Mactra subtruncata*, *Hydrobia ulvae* usw., die vorwiegend in der Nordsee leben, aber auch bis in boreale Gegenden vordringen, sowie solche, die **nur** in ganz gemäßigten Gewässern leben, wie *Ostrea edulis*, *Tapes aureus*, *Nassa reticulata*, und überhaupt nicht einmal in boreale Gebiete gehen, viel weniger denn in die arktischen Meere. Diese Faunen, die heute nach Klima und Tiefenzonen getrennt leben, finden sich ebenso in unserem marinen Diluvium stets entweder an getrennten Lokalitäten oder wenigstens in getrennten Schichten derselben Lokalität. So liegt bei Esbjerg[1]) unter 1,5 m Geschiebemergel ein glazialer Ton mit hochnordischer und rein borealer Fauna, aber ohne gemäßigte Formen; ebenso liegt bei Rensing, zum Teil unter Geschiebemergel, zum Teil zu steilen Sätteln zusammengeschoben, abradiert und von einer Steinsohle bedeckt, ein Ton mit einer hocharktischen und rein borealen Fauna, ebenfalls ohne gemäßigte Formen. Am Rögle Klint liegt unter mächtigem blaugrauen Geschiebemergel eine boreale Fauna ohne alle gemäßigten Elemente; bei Itzehoe liegt ebenfalls unter $2^1/_2$ m Geschiebemergel eine rein boreale Fauna ohne jede gemäßigte Form — alles dieses in klaren Aufschlüssen, die von GOTTSCHE beschrieben und von zahlreichen, einwandfreien Fachgenossen geprüft und studiert sind; ich nenne nur MADSEN und MUNTHE, um von den norddeutschen Geologen abzusehen.

Wir haben ferner eine ganze Anzahl Aufschlüsse im marinen Diluvium, wo eine ganz gemäßigte Fauna ohne alle arktischen oder rein borealen Elemente vorliegt, so Lauenburg, wo im wesentlichen *Cardium edule* und *Mytilus edulis* unter einem mächtigen Geschiebemergel und über Diluvialtorf vor-

[1]) Für alle diese Punkte: C. GOTTSCHE: Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. Mitt. geogr. Ges. Hamburg XIII, 1897.

handen ist, so Ütersen-Glinde[1]), wo eine ganz gemäßigte Fauna mit *Ostrea edulis*, *Cardium edule* ohne jede rein boreale oder gar arktische Form unter 1,5 m autochthonem Torf mit gemäßigter Flora liegt, und das Ganze von unzweifelhafter Grundmoräne unterlagert und überlagert wird — in großen Aufschlüssen! — In Hinschenfelde-Hummelsbüttel liegt ebenfalls in Tagesaufschlüssen unter einer erheblich mächtigen Moräne marines Diluvium mit rein gemäßigter Fauna: *Ostrea edulis, Cardium edule* usw., ohne jede rein boreale oder arktische Beimischung.

Endlich haben wir große, einwandfreie Aufschlüsse, wo unter mächtigen Geschiebesanden mit großen Geschieben oder unter typischen, unausgewaschenen Moränen sowohl hocharktische nebst borealen wie auch ganz gemäßigte Faunen liegen, aber wieder in getrennten Schichten; so bei Lamstedt[2]), wo über Schichten mit arktischer Fauna solche mit borealer Fauna und endlich solche mit ganz gemäßigter Fauna (*Ostrea edulis*, *Cardium edule*) folgen, also die Zeichen eines ganz allmählich und gleichsinnig erfolgten Klimawechsels, und endlich Stade, wo über Geschiebemergel und glazialen Tonen mit borealer Fauna (*Saxicava rugosa*, *Modiolaria corrugata*) eine Austernbank mit *Ostrea edulis*, *Cardium edule, Tellina baltica, Mytilus edulis, Mactra subtruncata, Buccinum undatum* folgt, also eine Bildung eines gemäßigten Meeres; darüber liegen glaziale Tone mit hocharktischer und borealer Fauna: *Yoldia arctica* und *Y. intermedia, Saxicava pholadis* und *S. arctica, Modiolaria corrugata* und *Cylichna propinqua*, darüber 13 m Geschiebemergel, nochmals glaziale Tone mit arktischer Fauna und nochmals Geschiebemergel[3]). Es liegt also hier ein Hinweis auf eine doppelte Klimaschwankung in sehr erheblich mächtigen Schichten von glazial durch gemäßigt wieder in glazial vor, wie er schöner nicht gedacht werden kann!

Was die Cyprinentone der Cimbrischen Halbinsel und der Dänischen Inseln betrifft, so verweise ich auf das große und ausgezeichnete Werk von MADSEN, NORDMANN und HARTZ: „Eem-Zonerne. Studier over Cyprinaleret og andre Eem

---

[1]) SCHRÖDER und STOLLER: Diluviale marine und Süßwasserablagerungen bei Ütersen-Glinde. Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanst. XXVII, 1907, S. 455f.

[2]) SCHRÖDER: Erläuterungen zu Blatt Lamstedt, Lieferung 130, der geologischen Karte von Preußen usw., S. 12.

[3]) SCHRÖDER: Mitteilung über die geologischen Aufnahmen bei Stade. Jahrb. d. Kgl. Geol. Landesanst. XIX, 1898, S. CLIII.

Aflejringer", aus dem zur Evidenz hervorgeht, daß die unter Geschiebemergel in sehr stark gestörten Lagerungsverhältnissen liegenden Cyprinentone eine ganz gemäßigte Fauna, zum Teil mit sehr wärmeliebenden Komponenten enthält, und ganz tief im Diluvialprofil liegen muß.

Ich habe hier nur die Vorkommen erwähnt, die unter sicheren Moränen liegen! Alle diese erwähnten marinen Diluvialschichten unter den Moränen liegen in einwandfreien Tagesaufschlüssen, die von GOTTSCHE, SCHRÖDER, FOCKE, MÜLLER, MADSEN, WOLFF beschrieben und von zahlreichen anderen Fachgenossen studiert und kontrolliert sind, und deren primäre Ablagerung von niemand bestritten ist. Außer diesen in Aufschlüssen sichtbaren marinen Diluvialschichten mit verschiedenartigen Faunen liegen noch zahlreiche derartige Faunen aus Bohrungen vor, wo sie ebenfalls von sehr mächtigen Moränen überlagert werden; ich nenne hier nur beispielsweise die von GOTTSCHE beschriebenen Bohrungen von Dockenhuden und Nienstedten bei Hamburg wo unter 18 bzw. 33 m Geschiebemergel und fluvioglazialen Schichten mächtige diluviale Tone mit mariner, nicht arktischer Fauna liegen — in einwandfreien Proben — und noch von einem tiefsten Geschiebemergel unterlagert werden.

Außer diesen einwandfrei beobachteten, in **Schleswig-Holstein** und **sicher unter** Geschiebemergel liegenden marinen Diluvialschichten, die zum Teil in Verbindung mit am Ort gewachsenen, autochthonen Torflagern vorkommen, sind nun von BRÖGGER spätglaziale marine Bildungen aus dem Christianiafjord beschrieben, die sich nach dem Rückzug des Eises aus Norddeutschland in epiglazialer Zeit — also sehr viel später — gebildet haben und zum Teil eine hocharktische Fauna, zum Teil (in ihren jüngeren Schichten, bei noch weiter zurückgewichenem Eise) eine mehr gemäßigte Fauna führen, deren Charakter in ganz offensichtlichem Zusammenhang mit der Lage der einschließenden Ablagerungen zum Eisrand steht.

Endlich ist aus ganz spät **post**glazialer Zeit, nachdem aus dem Ostseegebiet sogar schon der Süßwasser-Ancylussee verschwunden war, eine ganz gemäßigte und ganz moderne Fauna ohne jede Spur von borealen oder arktischen oder von ausgestorbenen Elementen (vgl. *Tapes aureus eemensis*) bekannt, die Litorinafauna. Darüber, daß die Litorinafauna **sehr lange nach** dem definitiven Rückzug des Eises gelebt hat und andere Formen enthält als die Cyprinentone (Eemfauna!), kann ebensowenig ein Zweifel bestehen, als daß die

vorerwähnten marinen Diluvialschichten **sehr lange vor** der letzten Eisinvasion abgesetzt sind — sie liegen zum Teil erheblich tief unter 2,5 bis 13 bis 33 m Geschiebemergel, fluvioglazialen Schichten und unter mächtigen Torfen, wobei ich noch gar nicht erörtern will, ob alle diese mächtigen Geschiebemergel auch oberer, letzter Geschiebemergel sind — die Hamburger Tiefbohrvorkommen liegen m. E. ziemlich sicher unter unterem Geschiebemergel, ebenso die Eemfauna.

Diese stratigraphischen Verhältnisse sind durch die jahrzehntelange Arbeit der norddeutschen und skandinavischen Glazialgeologen über jeden Zweifel sichergestellt und bisher noch von niemand bestritten als von Herrn LEPSIUS!

Als besonders ins Gewicht fallender Umstand muß noch hervorgehoben werden, daß die Tone mit gemäßigter Fauna bei Glinde-Ütersen nicht direkt von der Moräne überlagert werden, sondern daß sich dazwischen noch 1,5 m mächtiger, stark zusammengepreßter, schiefriger, sicher autochthoner, an Ort und Stelle gewachsener Diluvialtorf findet, der durch das Inlandeis auf etwa $^1/_4$ seines Volumens zusammengepreßt, also ursprünglich mindestens 4—6 m mächtig gewesen ist. Da solche Torfe nach ganz einwandfreien Beobachtungen WEBERS allerhöchstens 2—3 cm (meistens weniger) im Jahre wachsen, dann im Laufe der Zeiten von selbst schon auf etwa $^1/_2$ cm zusammenschrumpfen — ohne die glaziale Pressung, die sie wieder auf etwa $^1/_4$ komprimiert hat —; so hat allein dieses Torflager mindestens 1000 Jahre (wahrscheinlich sehr viel mehr) zu seiner Entstehung gebraucht, die zwischen die Ablagerung der mächtigen marinen Schichten mit gemäßigter Fauna und die der überliegenden Grundmoräne fällt.

Herr LEPSIUS behauptet nun aber in seiner „Geologie Deutschlands", II. Bd., beim Kapitel der „sogenannten interglazialen Ablagerungen": „So werden wohl auch die an den norddeutschen Küsten liegenden, marinen Diluvialschichten in derselben Zeit zur Ablagerung gekommen sein, nämlich in der jüngeren Glazialzeit", wie die Ablagerungen des Yoldia- und Litorinameeres, „das erst am Schluß des glazialen Diluviums in das Ostseegebiet eingebrochen ist" (S. 502).

„Die norddeutschen Geologen hielten diese marinen Diluvialfaunen mit *Cyprin aislandica* „(in keiner Litorinaablagerung ist bisher eine *Cyprina* gefunden! C. G.)" usw. von Schleswig-Holstein, von den dänischen Inseln, der mecklenburgischen Küste, von Ost- und Westpreußen zum Teil für Präglazial, zum Teil verteilten sie sie auf die verschiedenen Interglazialzeiten!" „Die

Litorinaschichten sind von G. BERENDT und A. JENTZSCH im diluvialen Steilufer des Weichseltales bei Elbing, Marienburg, Heilsberg und Bartenstein in Ostpr. nachgewiesen!"

Herr LEPSIUS redet von einer „Litoralfauna bei Hamburg-Elmshorn, Oldesloe, am Elb-Travekanal mit *Litorina litorea, Yoldia arctica, Ostrea edulis*", deren Conchylien noch jetzt an den nordeuropäischen Küsten leben, trotzdem noch nie und nirgends in der Welt diese beiden letzten Formen zusammen gefunden sind und **weder** bei Hamburg, **noch** bei Elmshorn, **noch** bei Oldesloe, **noch** am Elb-Travekanal bisher je auch nur eine einzige Yoldia beobachtet ist, wie Herr LEPSIUS behauptet (S. 502) — nach den grundlegenden Untersuchungen von SARS und der sehr sorgfältigen Feststellung und Diskussion aller diesbezüglichen Tatsachen durch GOTTSCHE.

Herr LEPSIUS sagt ferner: „Die Muscheln und Schnecken der Yoldiatone leben alle noch an den Küsten der Nordsee und zum Teil an den Küsten des Atlantischen Ozeans" (S. 520); er spricht davon: „daß im Yoldiameer eine arktische Fauna gelebt habe, ist gar nicht der Fall" . . . „gerade wie der Name *Yoldia arctica* dazu verführt hat, das Yoldiameer für ein kaltes, arktisches zu halten".

Herr LEPSIUS behauptet ferner, „die Lagerung der ‚sog. interglazialen' Ablagerungen bleibt gewöhnlich eine unsichere, weil die Aufschlüsse zu gering sind, oder die Tiefbohrungen ungenaue Bohrproben ergeben" (S. 502).

Für alle diese Behauptungen, die sämtlich allen vorher angeführten, einwandfrei bewiesenen, stratigraphischen und faunistischen Feststellungen und Tatsachen — nicht etwa deren irgendwie gearteten Deutungen! — diametral widersprechen (ebenso wie die Bemerkungen über die *Yoldia* usw. den grundlegenden Feststellungen von SARS widersprechen), bringt Herr LEPSIUS auch nicht die Spur eines Beweises; er zitiert nicht etwa die Autoren jener gewiß nicht unbeträchtlichen oder gleichgültigen Beobachtungstatsachen, sondern aus der ganzen Beweisführung von Herrn LEPSIUS geht auch ganz offenbar hervor, daß er alle diese Tatsachen entweder überhaupt nicht kennt, oder sie zum mindesten gar nicht beachtet und nicht in den Originalschriften zu studieren sich die Mühe gegeben hat[1]).

[1]) Herr LEPSIUS zitiert als Literatur nur WAHNSCHAFFES „Oberflächengestaltung" und eine ganz kurze Notiz von mir! Und er kann selbst WAHNSCHAFFES Werk nur ganz flüchtig gelesen haben, da ihm sonst nicht das im dritten Absatz hierauf zitierte Unglück mit Glinde-Ütersen hätte passieren können!

All das, was an mühsamer, stratigraphischer Feststellung im Verlaufe von drei Jahrzehnten in Norddeutschland und Skandinavien geleistet ist, existiert für Herrn LEPSIUS nicht oder wird wenigstens kaum mit einem Worte erwähnt; es ist nach Herrn LEPSIUS' Buch so gut wie nicht vorhanden, nach dem Buch, in dem jede kleine Ungenauigkeit oder Flüchtigkeit anderer Autoren mit der größten Schärfe kritisiert wird (nur S. 528 ist etwas darüber angedeutet).

Herr LEPSIUS sagt ferner: „Wenn es richtig ist, daß z. B. bei Glinde wirklich noch echte Grundmoräne über marinen Tonmergeln lagern sollte, so würde dieses ein Gebiet sein, in dem die Gletscher bereits mit dem eindringenden Meere gekämpft hätten.“ Daß aber zwischen den marinen Tonen mit rein gemäßigter Fauna und dem Geschiebemergel der oben erwähnte, $1^1/_2$ m mächtige, zusammengepreßte, autochthone Torf mit **nicht** arktischer Flora liegt, dessen Wurzeln in die marinen Tone eindringen, davon redet Herr LEPSIUS nicht — dieser allermindestens 1000jährige Torf hat sich also nach seiner Ansicht wohl auch in dem mit dem Gletscher kämpfenden Meere gebildet!!

Ich möchte also Herrn LEPSIUS ergebenst fragen, auf welche Gründe und auf welche Autoritäten sich diese seine, allen diesen sicher beobachteten und bisher unwidersprochenen Tatsachen ins Gesicht schlagenden Behauptungen stützen; woher er weiß, daß *Yoldia arctica* noch in der Nordsee zusammen mit *Ostrea edulis*, *Litorea litorea* eine Litoralfauna bildet; woher er weiß, daß *Litorina*-Schichten im Steilufer der Weichsel, bei Elbing, Heilsberg, Bartenstein auftreten, daß über den jüngsten Moränen in Westpreußen *Yoldia*-Tone liegen usw.; mit welchem Recht er die von zahlreichen Geologen kontrollierten[1]), tatsächlichen Feststellungen von Glinde bezweifelt?

Dieselben Auffälligkeiten, wie mit der marinen Fauna, finden sich auch in den Behauptungen des Herrn LEPSIUS über die „sog. interglazialen“ Floren. Daß in allen den für interglazial gehaltenen Floren nur wärmeliebende oder gemäßigte, aber keine arktischen Pflanzenreste vorkommen, während in den unmittelbar auf der letzten Grundmoräne liegenden, am Eisrande entstandenen Dryastonen **nur** eine hochnordische Flora mit der ganz kleinblättrigen, grönländischen *Dryas octopetala* und *Salix polaris* vorkommt, also ganz dieselben Verhältnisse wie bei den gemäßigten diluvialen Faunen unter und den

[1]) Exkursion der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1909!

hocharktischen Yoldiatonen dicht über der Grundmoräne, das beweist für Herrn LEPSIUS ebenfalls nichts. Diese Dryastone mit der hocharktischen Flora werden, soviel ich sehen kann, überhaupt nicht erwähnt; die gemäßigte Flora hat „am Inlandeisrande“ gelebt, trotzdem als Analogon nur die Verhältnisse an den tief herunterhängenden Gletscherzungen von Talgletschern angeführt werden, also Dinge, die sich mit den Verhältnissen einer kontinentalen Eiskappe absolut nicht vergleichen lassen.

Doch ist es zum Schluß ja Geschmackssache, ob man diese zum mindesten sehr auffälligen Verhältnisse als Beweise ansehen oder vor ihnen die Augen schließen will!!

Was aber schon erheblich gewichtiger und nicht mehr Geschmackssache ist, ist die Tatsache, daß zusammen mit mehreren dieser für interglazial gehaltenen Torflager, die unter mächtigem, jungen, frischen Diluvium liegen, sehr auffällig tiefgehend zersetzte und verwitterte Schichten liegen, deren Verwitterungsgrad und Verwitterungsmächtigkeit sehr viel größer ist als die der postglazialen Verwitterung der frischen Schichten darüber, und zwar nicht nur verwitterte Sande und Kiese, sondern auch verwitterte Geschiebemergel — so bei Süderstapel und Elmshorn, wo die entkalkten und verwitterten Moränen bis zu 27 ja 32 m Tiefe herunterreichen und zum Teil **unter** mächtiger, frischer, grauer Moräne liegen, deren Verwitterungsrinde kaum 1,5 m mächtig ist! — Schichten, die also sehr, **sehr** lange Zeit zu ihrer Verwitterung brauchten, ehe ein neues Eis sie überschritt und sie mit frischen Ablagerungen zudeckte!!

Nach Herrn LEPSIUS dagegen ist das auch kein Beweis für interglaziale Verwitterung; „die Verwitterung des Geschiebemergels hängt vielmehr von ganz lokalen Ursachen ab, nämlich davon, ob an einem Ort eine ‚Durchspülung‘ mit Grundwasser geschieht“ (S. 506).

Herr LEPSIUS weiß also nicht, daß unsere norddeutschen Moränen, die Geschiebemergel, praktisch wasserundurchlässig sind und keinerlei bemerkbare Wasserzirkulation aufweisen, daß sich das Grundwasser stets über und unter ihnen staut, daß außerdem z. B. in Elmshorn und Süderstapel auch **dicht nebeneinander** und unter ganz denselben Verhältnissen frische unzersetzte und ganz verwitterte, entkalkte Moränen auftreten!!!

Daß bei Süderstapel auch ganz frische unzersetzte Kiese ohne Zwischenschicht in demselben Horizont mit ganz unregelmäßiger Grenze auf ganz zersetzten

Kiesen liegen, ebenso bei Lütjenbornholt, wo in Verbindung mit den zersetzten Kiesen unter frischen Sanden und Kiesen Interglazialtorfe mit der ausgestorbenen *Brasenia purpurea* und den Artefakten des paläolithischen Menschen vorkommen, sei als Schlußbeweis hervorgehoben! — Also hier hat die „Durchspülung mit Grundwasser" in demselben einheitlichen Kies-Horizont ohne Zwischenschicht plötzlich ganz unregelmäßig Halt gemacht, und zwar ist anscheinend die „Durchspülung" von unten nach oben gegangen, da die frischen Sande und Kiese mit der unregelmäßigen Grenze **obenauf** liegen.

Auch aus dieser ganzen Diskussion über die Verwitterungszonen, mit der Herr LEPSIUS „die Methode der norddeutschen ‚Flachlands'geologen charakterisieren" will, ergibt sich, daß Herr LEPSIUS die ganze, umfangreiche Literatur über diesen Gegenstand, z. B. über Sylt, ebenfalls gar nicht kennt oder wenigstens nicht beachtet; — eine Literatur, an der auch Forscher wie STOLLEY und PETERSEN mitgearbeitet haben, die auch Herr LEPSIUS wohl nicht als „Flachlandsgeologen" bezeichnen wird.

Ich frage also nochmals, mit welchem Recht Herr LEPSIUS, der so die wichtigste und wesentlichste Literatur über unser Diluvium — GOTTSCHE, SCHRÖDER, STOLLER, MADSEN, NORDMANN — gar nicht kennt (oder zum mindesten nicht beachtet), den „Flachlands"geologen den Rat gibt, die Resultate langjähriger, sorgfältiger, stratigraphischer Forschungen ohne weiteres aufzugeben und die „GEINITZsche Auffassung von der Einheitlichkeit der Eiszeit als eine Erlösung aus einer ganz unmöglichen Position freudig zu ergreifen und ihrerseits weiter zu befestigen" (S. 508)?

Es ist freilich sehr viel leichter, von vornherein das Diluvium für ein unentwirrbares Chaos zu erklären, als sich zu bemühen, die bisher gemachten Fortschritte in der Entzifferung dieser schwierigen Formation aus der Literatur und vor allen Dingen draußen im Felde kennen zu lernen. Wenn Herr LEPSIUS sich diese Mühe gegeben hätte, würde er gefunden haben, daß die gerügten vielen Widersprüche nicht größer und zahlreicher sind, als sie auch sonst in den Schriften über verhältnismäßig spät zur Erforschung gelangte Wissensgebiete auftreten, an denen sehr zahlreiche Forscher von sehr verschiedenen Gesichtspunkten aus arbeiten!

---

58. Über Pechstein von Meißen und Felsitporphyr von Dobritz.

Zur Richtigstellung gegen Herrn STUTZER-Freiberg.

Von Herrn A. SAUER.

Stuttgart, September 1910.

Im 2. und 3. Heft der diesjährigen Monatsberichte unserer Zeitschrift spricht STUTZER-Freiberg Ansichten aus über den Pechstein von Meißen und die genetischen Beziehungen zwischen Meißner Pechstein und Dobritzer Felsitporphyr, die sich in erster Linie gegen meine vor reichlich 20 Jahren über diesen Gegenstand ausgeführten Untersuchungen, zugleich aber gegen alle diejenigen richten, die sich später mit den gleichen petrographischen Fragen eingehender beschäftigten und meine Resultate bestätigen konnten.

Die geologische Aufnahme von Blatt Meißen war seinerzeit die äußere Veranlassung für mich, an die Untersuchung dieser Gesteine heranzutreten.

Meißen ist bekanntlich das klassische Gebiet der Pechsteine, das Gebiet für eine besonders mächtige und reine Ausbildung derselben. Doch treten diese wasserhaltigen natürlichen Gesteinsgläser, wie ich hier gleich STUTZER gegenüber betonen möchte, im Palaeozoicum in ihrer räumlichen Entwickelung vergleichsweise entschieden zurück gegen die analogen Gesteine im Kaenozoicum, wenn man die eng mit den Pechsteinen verbundenen Perlite hinzurechnet.

Bei der Untersuchung der Meißner Pechsteine gelang es mir zunächst, in größerem Umfange felsitähnliche sekundäre Umbildungen derselben nachzuweisen — die man früher für ursprünglich gehalten und mit der Grundmasse der Felsitporphyre verglichen hatte — und diese sekundäre Felsitisierung hinein zu verfolgen bis in alle Einzelheiten, bis zur Herausbildung eines ganz und gar felsitporphyrähnlichen Endgliedes.

Nach diesem Ergebnis und bei dem engen räumlichen Verbande des mit dem Pechstein auftretenden Dobritzer Felsitporphyres, dessen gegenwärtige Grundmasse von mir ebenfalls als eine in vieler Hinsicht sekundäre Bildung festgestellt wurde, mußte sich mir nun der Schluß nahelegen, daß „der Dobritzer Porphyr aller Wahrscheinlichkeit nach vom Meißner Pechstein

abzuleiten sei". .(Vgl. Erläuterungen zu Sektion Meißen, Leipzig 1889, S. 94.)

Ich setzte diese Untersuchungen an andern Vorkommnissen fort und konnte zunächst an dem bekannten Kugelpechstein von Spechtshausen (Erläuterungen zu Sektion Tharandt, 1891) nachweisen, daß dessen eigenartigen kugeligen Gebilde nicht eingeschmolzene fremde Einschlüsse darstellen, wie man vordem glaubte dargetan zu haben, sondern endogene felsitische Ausscheidungen, bei deren Entstehung die seltsamsten Spannungserscheinungen im umgebenden, mit den Felsitkugeln durch Übergänge verbundenen Glase hervorgerufen worden waren.

Auch die gangförmig auftretenden Pechsteine des Leisniger Gebietes wurden vergleichsweise von mir in die Untersuchung mit hereinbezogen sowie andere auswärtige Vorkommnisse, so daß ich schon damals zur Überzeugung gelangte, daß jenen oben erwähnten Felsitisierungserscheinungen für die Erklärung der überaus vielgestaltigen Porphyrgrundmasse eine generelle Bedeutung zukommen dürfte und daß in Hinblick auf die regionale Verbreitung solcher Vorgänge den Umbildungen der sauren Gesteinsgläser überhaupt mehr Beachtung als bisher geschenkt werden müsse.

Die Untersuchungen wurden in Baden fortgesetzt; sie lieferten mir an dem trefflichen Material der Deckenporphyre des mittleren Schwarzwaldes in mancher Hinsicht die Probe aufs Exempel und manche wertvolle Bestätigung früherer Vermutungen. (Vgl. A. SAUER: Porphyrstudien. Mitteil. d. Großh. Bad. Geol. Landesanstalt 1894.) Namentlich ließ sich der Nachweis führen, daß bis zur definitiven Herausbildung der porphyrischen Grundmasse, wie sie in ihrer kaleidoskopartigen Mannigfaltigkeit heute vor uns liegt, noch sehr viel weiterreichende sekundäre Umformungen stattgefunden haben, und daß nicht bloß der glasige, sondern auch der mikrofelsitische und mikrosphärolithische Anteil der Grundmasse einer durchgreifenden Zersetzung unterliegen kann, teilweise unter Bildung der bei den Felsitporphyren so weit verbreiteten mikrokrystallin-allotriomorphkörnigen Strukturen, vielfach auch von Kieselsäureausscheidungen begleitet, die wiederum eigenartige, bisher immer für primär gehaltene Strukturerscheinungen der Grundmasse zur Folge hatten, während, was besonders beachtenswert erschien, die üblichen bekannten äußerlichen Verkieselungserscheinungen sich durchaus nicht immer als der entsprechende sichtbare Ausdruck tiefgreifender Umbildungen feststellen ließen, ja im Gegenteil oftmals geradezu einen besonders frischen Erhaltungszustand vorzutäuschen vermögen.

Den ersten Nachweis regionaler Felsitisierung an Vitrophyren finden wir bei ROSENBUSCH (Physiographie der massigen Gesteine, 1. Auflage, 1877, S. 91), der überhaupt von jeher in seiner Physiographie der Gesteine den Strukturerscheinungen der Liparite und Quarzporphyre eine besonders ausführliche Behandlung zuteil werden ließ. Dieser Nachweis wird am Porphyrgang des Burgstalls bei Wechselburg geführt, wo am Salbande felsitische Beschaffenheit unter allen Zeichen tiefgreifender Umänderung, in der Mitte vitrophyrische Ausbildung vorhanden ist. STUTZER erwähnt diese wichtige Feststellung ROSENBUSCHS — aber nur als „Versuch" eines Nachweises. Das muß jedem aufmerksamen Leser der STUTZERschen Mitteilungen um so peinlicher auffallen, als diese selbst manches zu wünschen übrig lassen, wie die nachfolgenden Feststellungen ergeben werden. Übrigens kommen ZIMMERMANN und SCHEIBE bei STUTZERS Einschätzung auch nicht besser weg, indem er deren aus einem reichen Tatsachenmaterial sich ergebenden Feststellungen über die sekundären Umbildungen der Grundmasse von Thüringer-Wald-Porphyren (Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Preußen, Suhl, Ilmenau usw., Berlin 1908) auch nur als Deutungen gelten läßt. Die im gleichen Zusammenhange von STUTZER noch zitierte BROSSsche Arbeit (Der Dossenheimer Quarzporphyr, ein Beitrag zur Kenntnis der Umwandlungserscheinungen saurer Gesteinsgläser. Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde, Stuttgart 1910) ist nach STUTZER ebenfalls nur Versuch eines Nachweises; ein Urteil, das wiederum eigentümlich berühren muß, wenn man aus der BROSSschen Arbeit erfährt, mit welcher Gründlichkeit dieser seine Untersuchung angefaßt hat, um seine Schlußfolgerungen auf möglichst umfangreiche Beobachtungen stützen zu können, und dabei als Beispiel der unerschöpflichen Mannigfaltigkeit des tiefgreifend veränderten Dossenheimer Porphyrs angegeben findet, daß BROSS nicht weniger als etwa 350 Handstücke und 130 Dünnschliffe von dort durcharbeitete, für Vergleichszwecke aber etwa 200 Dünnschliffe von Obsidianen, Lipariten, Pechsteinen, Quarzporphyren der verschiedensten Länder.

Es scheint also ein bestimmtes System in dieser eigentümlichen, beinahe geringschätzigen Aburteilung der einschlägigen Literatur durch STUTZER zu liegen und es ist für die Tendenz in STUTZERS Aufsatz typisch: die vorgefundenen Leistungen anderer möglichst zurücktreten lassen zugunsten seiner Meinungen, die in den lichtvollsten Vordergrund gerückt werden. Der Aufsatz ist keine objektive Forschung.

Stutzer stellt in seinen eingangs erwähnten Ausführungen folgende zwei Sätze auf:

1. Primäre Pechsteine gibt es nicht; alle Pechsteine sind aus Obsidian hervorgegangen.
2. Der Dobritzer Porphyr war ursprünglich ein Felsoliparit, der mit Obsidian wechsellagerte.

Satz 1 ist nicht neu. Lemberg und Lagorio haben vor langer Zeit schon einmal eine ähnliche Ansicht ausgesprochsn. Lemberg ließ den Pechstein aus Quarzporphyr hervorgehen. Stutzer beruft sich wiederholt auf die beiden Genannten.

Zirkel äußert sich in seinem Lehrbuche der Petrographie 1894, II. Teil, S. 221 zu dieser Ansicht, wie folgt:

„Wenn Lemberg und Lagorio die sekundäre Entstehung des Pechsteins aus Porphyr oder Porphyrtuff durch nachträgliche Wasseraufnahme glaubhaft zu machen versuchen, so stehen sie mit allen Beobachtungen über das gegenseitige Verhältnis der beiden Gesteine in der Natur in vollem Gegensatz."

Man könnte einfach hinzufügen, in der gleichen Lage befindet sich auch jetzt noch Stutzer, obwohl diesem gewisse neuere Untersuchungen auf physikalisch-chemischem Gebiete hätten bekannt sein sollen, so die später zu erwähnenden von Barus, durch welche die von Lemberg und Lagorio gegen die primäre Entstehung des Pechsteins erhobenen Einwände als erledigt angesehen werden können. Es würde sich damit jede weitere Widerlegung der Stutzerschen Ansichten erübrigen. Allein es scheint mir doch der Gegenstand von so großer allgemeiner geologischer Bedeutung zu sein, um etwas eingehender behandelt zu werden und zu zeigen, wie man auch ohne die schönen, uns von Barus in die Hand gegebenen physikalisch-chemischen Beweismittel lediglich auf mikroskopisch-petrographischem Wege, auf Grund bekannter Beobachtungen zu einer Widerlegung der Stutzerschen Pechsteinhypothese gelangen kann.

I. Primäre Pechsteine gibt es nicht; alle Pechsteine sind aus Obsidian hervorgegangen (Stutzer).

Stutzer geht von der allbekannten Tatsache aus, daß bezüglich des Wassergehaltes scharfe Grenzen zwischen Obsidian und Pechstein nicht bestehen, und gibt eine tabellarische Zusammenstellung, aus der man ersieht, wie, mit den wasserärmsten Obsidianen der liparischen Inseln beginnend (0,23 Proz. H_2O), der Wassergehalt in anerkannten Obsidianen steigt bis auf 2,3 Proz., um in den Perliten bis auf etwa 4,5 Proz., in

den eigentlichen Pechsteinen bis auf etwa 9 Proz. hinaufzugehen. Als höchster und letzter Wert findet sich bei STUTZER 15,16 Proz. angegeben für einen grünen Pechstein von Garsebach. Diese Zahl ist den trefflichen Untersuchungen TAMMANNs entnommen, flößt mir aber trotzdem Mißtrauen ein; ich möchte bezweifeln, daß sie sich auf einen normalen Pechstein bezieht. Denn in 27 mir bekannten Pechsteinanalysen bewegen sich die Werte für Wasser zwischen etwa 4,7 und 8,5 Proz.; 9,5 Proz. ist schon hoch zu nennen; 15,16 Proz. fällt aber ganz aus der Reihe und hätte von STUTZER nicht ohne besondere Einschränkung übernommen werden sollen. Ich vermute, daß bei dieser Wasserbestimmung kein ganz normaler Pechstein zur Verwendung kam und verweise auf die eingangs zitierten Untersuchungen, durch die ich zeigen konnte, daß mit der ersten sekundären Felsitisierung des Pechsteins meist zunächst noch eine weitergehende Hydratisierung und Steigerung des Gesamtwassergehaltes verbunden ist, allerdings in der Regel nur um etwa 2—3 Proz. Sollte den TAMMANNschen Feststellungen ein derartig sekundärfelsitisiertes Material zugrunde gelegen haben?

Zur Begründung seiner Ansicht von der sekundären Entstehung des Pechsteins weist nun STUTZER an erster Stelle gerade auf den eben erwähnten Pechsteinfelsit hin, welcher ein sekundäres Eintreten von Wasser in den Pechstein beweise. Die Tatsache stimmt wohl, aber läßt sich für die STUTZERsche Hypothese beim besten Willen nicht verwerten, und zwar aus folgendem Grunde nicht.

Die von mir im Pechstein von Meißen in weiter Verbreitung nachgewiesene sekundäre Felsitisierung vollzieht sich wie jede andere gewöhnliche Mineral- und Gesteinsumbildung von Klüften und Spalten aus, mit Vorliebe perlitischen Sprüngen folgend oder ganz unregelmäßigen Rissen oder sonst vorgezeichneten Bahnen, z. B. der Fluidalstruktur. Mit dieser Veränderung des Pechsteins ist allerdings zunächst eine geringe Erhöhung des Gesamtwassergehaltes verbunden; es ist aber kein einfaches addititives Hinzutreten von Wasser zum Pechstein ohne Änderung der amorphglasigen Beschaffenheit desselben, wie STUTZER es für seine Hypothese braucht, sondern es ist eine vollständige Umkrempelung der Molekularstruktur damit verbunden und bedeutet nicht mehr und nicht weniger als einen Übergang aus dem glasigen in den krystallinen Zustand. Dieser Vorgang der sich mit der Felsitisierung vollziehenden Wasseraufnahme beweist also, weil mit der durchgreifendsten Strukturänderung der Masse verbunden, nichts für

die Möglichkeit einer sekundären Pechsteinbildung im Sinne STUTZERs, sondern sehr entschieden gegen dieselbe; er beweist, daß eine sekundäre Hydratisierung mit einer Strukturänderung, einer krystallinen Umbildung und besonders auch mit einer tiefgreifenden Veränderung der zarten überaus leicht umwandlungsfähigen mikrolithischen Gebilde verbunden ist und sich ganz in dem Rahmen derjenigen gewöhnlichen sekundären Veränderungen der glasigen Glieder der Liparitfamilie vollzieht, wie man sie seither unzählige Male beobachtet und beschrieben findet.

Wie man sich überhaupt nach STUTZER die nachträgliche Hydratisierung großer Obsidianmassen zur Bildung von Pechstein etwa vorzustellen habe, darüber erfahren wir bei STUTZER nichts.

Wird das Wasser vom festen Obsidian einfach imbibiert und tritt es dabei in winzigste submikroskopische Interstitien ein? Das ist doch wohl nicht anzunehmen! Oder kommt das Obsidianglas etwa als Kolloid in Betracht, wie ich mir ein Gesteinsglas denke? Dann wäre aber eine primäre Wasseraufnahme im Magma schon vor der Erstarrung — unter hohem Druck und bei hoher Temperatur — viel wahrscheilicher als im festen Gestein! Vollzog sich die Hydratisierung des festen Obsidians auf bestimmten Zuführungskanälen? Da von diesen nicht die geringste Spur nachzuweisen ist, so müßte man seine Zuflucht schon zu einer Art Wunder nehmen, um (wie im Meißener Gebiete) eine mächtige gleichartige Obsidianmasse zu einer ebenso gleichartigen, keinerlei Hydratisierungsbahnen erkennenlassenden Pechsteinmasse umwandeln zu lassen, ohne jede noch so geringe Beeinflussung der primären mikroskopischen Struktur, ohne jede stoffliche Beeinflussung der z. T. an sich leicht veränderlichen, überaus zarten mikroskopischen Gebilde. Mit der beträchtlichen Wasserzufuhr hätten doch Volumveränderungen, Quellungserscheinungen oder Zertrümmerungen und andere Störungen der Masse und des Gefüges verbunden sein müssen! Man denke an die Serpentinisierung der Olivinfelsmassen, an die Vergipsung des Anhydridgebirges usw.! Nichts dergleichen beobachtet man an den frischen, überaus gleichartigen Pechsteinmassen von Meißen. Ihre Mikrostruktur deckt sich bis in die feinsten Details völlig mit der eines durchaus intakten natürlichen Gesteinsglases. Der feine opakitische Staub und die feinen haarförmigen Trichite und Belonite sind im Pechstein genau so ausgebildet und genau so frisch wie im Obsidian; auch die porphyrischen Feldspäte sind im Pechstein genau so frisch wie

im Obsidian. Aber mit der sekundären Felsitisierung und der wirklich sekundären Wasseraufnahme verschwinden schwarzer Staub und Trichite sofort und gehen in braune limonitische Substanzen über; auch trüben sich die Feldspäte.

Man denke auch an andere gegen sekundäre Einflüsse überaus empfindliche Mikrostrukturen, an das verschieden gefärbte, äußerst feinschlierig ausgebildete Glas, das sich gerade in den Vitrophyren (Pechsteinen) häufiger findet als in den Obsidianen, und an die mit dieser schlierigen Durchmischung (Vitrophyre von Lugano, Zwickau, Leisnig) überaus schön hervortretenden, äußerst verwickelten Fluidalerscheinungen, an die prächtigen Stauchungserscheinungen, die besonders immer da sich einstellen, wo das Glas zwischen zahlreicheren Ausscheidungen sich hindurchwindet und damit Fließbewegungen verkörpert, wie wir sie bei andern Ergußgesteinen nicht entfernt so schön und plastisch fixiert finden. Das sind doch primäre Strukturen, die sich auch in ihren feinsten Details absolut intakt erweisen! Und über diese ungemein subtilen Strukturen sollte der von STUTZER angenommene allgemeine Hydratisierungs- und Quellungsprozeß absolut spurlos hinweggegangen sein? Das ist mir undenkbar.

Auch die perlitischen Sprünge hat STUTZER bei seiner Hypothese übersehen: die bekannten, bei der Erstarrung und Abkühlung des Gesteinsglases entstandenen Kontraktionsrisse. Sie sind im frischen Pechstein überall verbreitet und häufen sich gern in der Nähe der und um die porphyrischen Einsprenglinge, man möchte sagen, vorschriftsmäßig da, wo man sie auch zu erwarten hat, wo die Spannungsdifferenzen bei der Abkühlung des Glases besonders zum Ausdruck kommen müssen. In einer Masse aber, die nach STUTZER eine bedeutende sekundäre Wasserzunahme (angeblich bis zu 15 Proz.) und demnach auch bedeutende Volumzunahme erfahren haben sollte, können sich doch keine perlitischen Sprünge, keine Kontraktionsrisse bilden bzw. erhalten, ja, es mußten im Gegenteil etwa vorhandene zum Verschwinden gebracht werden.

Noch empfindlicher aber hätten wohl jene feinen Spannungen im Glase auf eine nachträgliche Hydratisierung des Glases reagieren müssen, wie man sie in gleicher Weise sowohl bei Obsidian als auch bei Pechstein als Ausdruck schneller, ungleichmäßiger Erstarrung antrifft. Eine solche Spannungserscheinung in der Fließrichtung der im schmalen Gangraume aufsteigenden Pechsteinmasse beobachtete OSANN an Gesteinen

des Cabo de Gata (A. OSANN: Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine des Cabo de Gata, II. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1891, S. 688 u. 691). Es mag hier nach der OSANNschen Beschreibung wörtlich angeführt werden:

„An der Südspitze der Sierra de Cabo, unterhalb des Faro de Correlate, durchsetzen zwei schmale Perlitgänge (H_2O-Gehalt = 4,19 Proz.) den liparitischen Tuff und teilweise den Hornblendeandesit. Das Gestein dieser Gänge ist frisch schwarz, von pechsteinartigem Aussehen. Zuweilen wechseln hellere und dunkele Gesteinspartien miteinander ab, so daß ein gebändertes Aussehen entsteht. Einsprenglinge sind spärlich vorhanden. Die Grundmasse zeigt in sehr typischer Weise eine durchflochtene Struktur, einen häufigen Wechsel verschieden ausgebildeter Schlieren und Strähne. Ein Teil derselben besteht aus nahezu homogenem, farblosem Glas, das sich nur teilweise isotrop verhält, z. T. eine schwache Doppelbrechung zeigt. Die Auslöschungsrichtungen solcher doppelbrechender Partien liegen parallel und normal zur Längsrichtung der Schlieren, also der Flußrichtung des Magmas. Mit letzterer fällt die kleinere Elastizität zusammen; es hat also durch die Bewegung ihr parallel ein Zug stattgefunden."

In diesem Zusammenhang wäre auch auf die zahlreichen Luftporen hinzuweisen, die schwarm- und streifenweise in der Regel einer mehr oder minder ausgeprägten Fluidalstruktur folgend in vielen Perliten und Pechsteinen anzutreffen sind. Sie stellen ebenso sicher primäre Ausscheidungen dar wie die Mikrolithen, hätten aber mit der supponierten nachträglichen Durchwässerung und Volumvermehrung ebenso gewiß verschwinden müssen wie die perlitischen Kontraktionsrisse. Das Vorhandensein beider im frischen Pechstein beweist also gegen sekundäre Volumvermehrung und Wasseraufnahme.

Weiter führt STUTZER folgendes an:

> „Es ist seit langem bekannt, daß die Quarze und Feldspäte der Pechsteine von Meißen fast immer gänzlich frei sind von liquiden Einschlüssen. Diese Einschlüsse fehlen auch durchaus der glasigen Pechsteinmasse."

Das stimmt! Man kann diese Angabe sogar beinahe verallgemeinern und hinzufügen, daß im gleichen Maße die Quarze und Feldspäte aller sonst bekannten Pechsteine und Perlite ebenso äußerst selten Flüssigkeitseinschlüsse führen. Aber was will STUTZER damit beweisen? Doch nicht die sekundäre Bildung des Pechsteins! Der vom Magma primär gebundene

Wassergehalt muß sich doch nicht in dieser Weise kund tun oder verraten! Ich stelle mir vor, daß das Pechsteinmagma das Wasser unter Mitwirkung eines gewissen Druckes inkorporiert hat und würde mich nur wundern, wenn dasselbe dann gleich wieder mit den unter diesem Druck in der Tiefe intratellurisch gebildeten Quarzen und Feldspäten ohne besondere Veranlassung ausgeschieden würde, auch sehe ich nicht ein, warum bei plötzlicher Erstarrung sich aus dem Magma selbst, das Wasser ausscheiden müsse. Ja, das Vorkommen von Flüssigkeitseinschlüssen würde meiner Ansicht nach dem Wesen eines primär wasserhaltigen Pechsteinglases als Kolloid direkt widersprechen. (Vgl. unten BARUS.)

Auch die Zersetzungszonen um die felsitischen Ausscheidungen erklärt STUTZER aus der sekundären Wasseraufnahme bei der Pechsteinbildung.

Er sagt:

> „Weiter mögen hier auch die sog. ‚wilden Eier‘ der großen Pechsteinbrüche des Triebischtales angeführt sein. Diese ‚wilden Eier‘ sind Felsitporphyrmassen, welche ganz unregelmäßig und unabhängig von irgendwelchen Spalten und Klüften im Pechstein eingebettet sind. Diese nußgroßen bis 3 m Durchmesser erreichenden rundlichen oder ovalen Gebilde sind primäre Krystallisationen und keine sekundären Gebilde und auch keine vom Pechsteinmagma mitgerissenen Porphyrmassen.“

Etwas näheres über die innere, besonders Mikrostruktur, dieser ‚wilden Eier‘ erfährt man nicht, auch keinen näheren Grund, warum diese Eier sicher primäre Gebilde darstellen. So muß ich hier einschalten, daß ähnliche Dinge bereits von mir beschrieben worden sind (Erläuterung zu Sektion Meißen, S. 80), wie folgt:

„Primäre sphärolithische Ausscheidungen gelangten in dem grünen Pechstein am Nordwestabhange des Kuhberges gegenüber Wachtnitz zu größerer Entfaltung. Äußerlich bieten sich dieselben als einfache oder vielfach kugelige Gebilde bis zu Walnußgröße dar, die in großer Anzahl ohne die geringste bestimmte Anordnung in der ganz frischen Pechsteinmasse verteilt stecken, bei der Verwitterung sich herauslösen, überhaupt (wie nach STUTZER die wilden Eier) widerstandsfähiger als diese sich erweisen und daher zu hunderten am unteren Teile der kleinen, den Pechstein aufschließenden Wegböschung sich ansammeln. Wie die äußere, so ist auch die innere Struktur dieser Gebilde diejenige komplexer Sphärolithaggregate, die sich, kleinere und größere Kugelausschnitte darstellend,

verschieden exzentrisch aneinanderlagern, eine äußerst feinfaserige Textur besitzen und lebhaft auf das polarisierte Licht wirken. Im Dünnschliffe sieht eine solche Kugelmasse aus wie ein Aggregat dicht aneinander schließender eisblumenartiger Krystallisationen. Die Tatsache, daß diese sphärolithischen Bildungen in durchaus frischen, von felsitischen Adern und Trümern freien Pechsteinen auftreten, sich nachweislich nie an irgendwie geartete Klüfte anhaften, dahingegen selbst durch solche gemeinschaftlich mit der Pechsteinmasse nachträgliche Veränderungen erfahren haben, beweist ihre primäre Entstehung."

Für mich unterliegt es nun keinem Zweifel, daß die kugelig-felsosphärolithischen Ausscheidungen und die „wilden Eier" STUTZERs genetisch dasselbe sind. Letztere wurden aber erst in der neueren Zeit durch die großen Steinbrüche im Triebischtale, die zu meiner Zeit noch nicht existierten, aufgeschlossen.

STUTZER fährt nun fort:

> „Randlich sind diese ‚wilden Eier' von allen Seiten in charakteristischer Weise zersetzt, als ob sie in einer festen wasserhaltigen Masse geschwebt hätten. Diese Zersetzungszonen sind sekundär und unabhängig von irgendwelchen Spalten und Klüften und scheinbar entstanden durch die Einwirkung des Wassergehaltes der umgebenden Pechsteinsubstanz. Es ist diese Zersetzung aber leichter erklärlich bei Annahme eines sekundären Wassergehaltes der Meißner Pechsteine."

Die geschilderte Erscheinung ist leicht verständlich, aber nicht der Schluß, und beim besten Willen nicht zugunsten der STUTZERschen Beweisführung zu verwerten.

Daß an der Grenze zwischen irgendwelchen Einschlüssen und dem umgebenden Nebengestein, so auch bei Konkretionen, die Zersetzung und Verwitterung in der Regel einen gewissen Vorsprung gewinnt, auch wenn keine makroskopisch erkennbaren Zuführungsklüfte vorhanden sind, ist eine so bekannte Erscheinung, daß wohl darüber nicht zu diskutieren ist. In vorliegendem Falle kommt aber noch in Betracht, daß perlitische Sprünge und sonstige Kontraktionsrisse sich, allerdings oft nur mikroskopisch nachweisbar, in unseren wasserhaltigen Gläsern an der Grenze zwischen krystallinen Ausscheidungen und dem Glas besonders gern entwickeln und häufen und damit natürlich Bahnen schaffen, auf denen sich mit Hilfe der allgegenwärtigen Bergfeuchtigkeit Zersetzungen des Gesteins einnisten.

Im Anschluß an seine „wilden Eier“ kommt STUTZER nochmals auf die Wasserausscheidung zurück und meint, wenn der Wassergehalt des Pechsteins ein primärer wäre, dann „hätte sich beim Auskrystallisieren der aus Felsitporphyr bestehenden ‚wilden Eier‘ der Wassergehalt dieses Teils des Magmas ausscheiden müssen und müsse sich heute noch in der umgebenden Glasmasse in Form von vielen Blasen nachweisen lassen“. Hierauf habe ich zunächst folgendes geltend zu machen.

Wenn die aus dem wasserhaltigen Pechsteinmagma ausgeschiedenen Krystalle keine Flüssigkeitseinschlüsse enthalten, wird man dieselben auch nicht bei der Ausscheidung anderer lokaler krystalliner Gebilde, z. B. der „wilden Eier“ zu erwarten haben. Die für jene Erscheinung schon gegebene Erklärung gilt natürlich auch für diese. Man muß doch annehmen, daß mit Auskrystallisation der Felsitkugeln und „wilden Eier“ die übrige, d. h. die Hauptmasse des Magmas, noch flüssig und, wie ich mir immer vorgestellt habe, damit befähigt war, gewisse weitere Mengen von Wasser in sich aufzunehmen. Ein Grund bzw. eine Möglichkeit zur Ausscheidung von Wasser in dem noch flüssigen Magma lag gar nicht vor. (Vgl. unten die Experimente von BARUS.)

LEMBERG hat sich seinerzeit allerdings gegen eine derartige Auffassung ausgesprochen, und LEMBERG war es ja auch, der in der von STUTZER angezogenen Arbeit (Über Gesteinsumbildungen bei Predazzo und am Monzoni. Diese Zeitschr. XXIX, 1877, S. 505) die Ansicht von der sekundären Umbildung von Porphyr in Pechstein ausgesprochen hat. Ich bin aber überzeugt, LEMBERG würde heute, nach 34 Jahren, wo sich unsere Anschauungen über die Natur der Gläser, Schmelzgemische und Lösungen wesentlich berichtigt und erweitert haben, diese Ansichten nicht mehr aufrecht erhalten und auch den nachfolgenden Satz (a. a. O., S. 506, oben), den STUTZER ebenfalls zitiert, nicht geschrieben haben:

> „Die Annahme, daß alles Wasser sofort beim Erstarren gebunden werde, ist aber nur ein Notbehelf, da nicht anzunehmen ist, daß nur so viel Wasser und nicht mehr im geschmolzenen Gestein absorbiert war, als es gerade in festem Zustande zu binden vermochte.“

Gerade diese Behauptung ist durch die schönen Experimente von BARUS widerlegt worden. Ich komme später auf dieselben zurück.

Wie LEMBERG führt STUTZER auch LAGORIO an, dem wir eine schöne Studie über „Die Natur der Glasbasis sowie

der Krystallisationsvorgänge im Eruptivmagma“ verdanken (TSCHERMAKs Mineralog.-Petr. Mitt. 1887, S. 421). In ihrem reichen Analysenmaterial hat diese Untersuchung dauernden, unvergänglichen Wert; der theoretische Teil widerspricht vielfach den tatsächlichen Beobachtungen in der Natur. Auf diesen allein bezieht sich ZIRKELs oben wiedergegebenes Urteil. LAGORIO neigt zu BISCHOFFs neptunistischen Anschauungen und ist ausgesprochener Metamorphiker.

Von LAGORIO übernimmt STUTZER die Angaben und Schlußfolgerungen über die eigentümlichen Basaltbomben (aus dem Tuff?) von Schwarzenfels in der Rhön, die ein besonders wichtiges Beweismittel liefern sollen.

Das Innere der Bomben ist glasarm, die äußere Rindenmasse glasreich. Das Glas enthält 2,85 H_2O und verliert dasselbe schon bei schwacher Rotglut. Daraus schließt LAGORIO auf die sekundäre Zuführung des Wassers. Ich kann dem nicht zustimmen und sehe nicht ein, warum der Wassergehalt des Glases nicht primär sein soll, da doch nicht erwiesen ist, daß der Luftweg, den die Bombe beim Verlassen des vulkanischen Herdes zu durchmessen hatte, die Temperatur der Rotglut besaß, um das Wasser auszutreiben. LAGORIO meint allerdings, das Wasser hätte, wenn primär, beim Verlassen des Schlotes ausgetrieben werden müssen, ebenso STUTZER, der sagt: „Es ist nicht anzunehmen, daß das Wasser primär ist, da die Temperatur beim Emporschleudern auch sehr hoch gewesen ist.“

Nun kommt bei STUTZER das nähere Verhalten des Wassers im Pechstein zur Sprache. Unter 5 sagt derselbe:

> „Durch wasserentziehende Mittel ist ein Teil des Wassergehaltes der Pechsteine dem Pechsteine wieder zu entziehen.“

Die Wasserentziehung erfolgt im abgeschlossenen Raume über konzentrierter Schwefelsäure, beim feingepulverten Materiale schon in trockener Luft. LEMBERG hat zuerst, schon im Jahre 1877, in der zitierten Arbeit dies Verhalten beim Pechstein erkannt, und ich habe in den Erläuterungen zu Sektion Meißen (S. 87) die LEMBERGschen Resultate angeführt; später hat sich TAMMANN gelegentlich einer Untersuchung: Über Dampfspannung von krystallisierten Hydraten, deren Dampfspannung sich kontinuierlich mit der Zusammensetzung ändert (Zeitschrift für phys. Chemie, Leipzig 1888, S. 323), noch eingehender damit beschäftigt, in Verbindung mit Untersuchungen über das Verhalten des Wassers in Zeolithen. TAMMANN zeigt, wie sich der Wasserverlust mit dem Kon-

zentrationsgrade ändert, und gibt größere Zahlenreihen. Hieraus einige Beispiele. Ein Pechstein von Meißen mit einem Gesamtwassergehalte von 8,25 Proz. verliert in sechs Tagen über 85 proz. Schwefelsäure 0,92 Proz. H_2O, über 50 proz. nach vier Tagen 0,17 Proz., über 10 proz. nach fünf Tagen 0,005 Proz. H_2O. Nach LEMBERG verlor ein Pechstein mit ursprünglich 7,61 Proz. H_2O nach dreiwöchigem Stehen über konzentrierter Schwefelsäure bei Zimmertemperatur 1,72 Proz. H_2O, bei 200° noch 3,31 Proz. H_2O, im ganzen bis 200° also mehr als die Hälfte. Dies Verhalten ist recht interessant, spricht aber im Lichte der BARUSschen Experimente nicht gegen die primäre Natur des Wassers im Pechstein (siehe unten).

Dann fährt STUTZER unter 6 fort:

> „Schwieriger als die Entwässerung der Pechsteine ist die Hydratisierung des Obsidian."

Man erwartet natürlich jetzt, über die schwierige, doch immerhin gelungene Hydratisierung des Obsidians etwas Näheres zu erfahren.

> „Vortragender (STUTZER) hat zu diesem Zweck Obsidian sechs Stunden lang bei sechs Atmosphären Druck der Einwirkung überhitzten Wasserdampfes ausgesetzt, jedoch ohne den erhofften Erfolg."

Danach wäre also die erste Angabe unrichtig; sie müßte heißen: die nachträgliche Hydratisierung des Obsidians gelingt bei einfacher Wassereinwirkung, selbst mit Hilfe von überhitztem Wasserdampf und sechs Atmosphären Druck nicht.

Was nun in diesem Zusammenhange, im Anschluß an dieses negative Resultat, einige von LEMBERG ausgeführte Zersetzungen des Obsidians durch Kalicarbonatlösung für die sekundäre Bildung des Pechsteins beweisen sollen, ist wiederum unverständlich. LEMBERG behandelte in der Siedehitze (vgl. die oben zitierte Arbeit, S. 503) Obsidian vom Ararat vier Monate lang mit Kaliumcarbonatlösung und erhielt dadurch natürlich ein hydratisiertes Produkt, das insofern eine entfernte Ähnlichkeit mit Pechstein aufweist, als es 6 Proz. H_2O besitzt, aber etwa 5 Proz. weniger SiO_2 als dieser.

Will nun STUTZER damit andeuten, daß sich in der Natur die Umbildung von Obsidian in Pechstein unter gleicher Einwirkung vollzogen habe?!

Unter Punkt 7 kommt STUTZER auf die Bimssteine zu sprechen. Er sagt:

> „Bimssteine sind schaumige Gläser, meist schaumige Obsidiane. Sie entstehen beim Entweichen der im Magma eingeschlossenen Gase. Sie finden sich da-

her vorwiegend in Tuffen (als Lapilli) oder an der Oberfläche von Obsidianergüssen. Der Wassergehalt dieser Gläser ist schwankend. In A. OSANN: Beiträge zur chemischen Petrographie, Stuttgart 1905, finden sich nur zwei Analysen angegeben, ein Liparitbimsstein von Cabo de Gata in Spanien mit 6,10 Proz. H_2O und ein Bimsstein von Mono Lake in Kalifornien mit 2,06 Proz. H_2O. Der Wassergehalt dieser Bimssteine ist also höher als derjenige normaler Obsidiane. Trotzdem haben sie ihre schaumige Struktur durch Gasabgabe erhalten. Ein sekundärer Charakter des Wassergehaltes der Bimssteine ist demnach leichter verständlich als ein primärer."

Aus der oben zitierten Abhandlung OSANNs erfahren wir, S. 688, über die geologische Zugehörigkeit des hier erwähnten Bimssteins unter der Überschrift: Liparitische Gesteine folgendes:

„Es gehören dahin die in Form schmaler Gänge und als größere Blöcke in den liparitischen Tuffen auftretenden, größtenteils glasigen Gesteine, und zwar Bimssteine, Perlite, Pechsteine; an sie schließen sich einige gangförmige Vorkommen aus der Nähe des Torre de la Testa mit krystalliner Grundmasse an."

Glasige Gesteine sind demnach in diesem Gebiete nicht durch Obsidiane, sondern nur durch Perlite und Pechsteine vertreten, d. h. durch die massigen Formen der wasserhaltigen, nicht der wasserfreien sauren Gläser; also sind die Bimssteine dieses Gebietes nicht auf Obsidian zu beziehen, sondern auf Liparitpechstein. Die von STUTZER vorausgesetzte Beziehung besteht also nicht!

Am Schlusse weist STUTZER unter 8 auf die bekannte Tatsache hin, daß Obsidian im Palaeozoicum nicht vorkommt, nur Pechstein, was im Sinne STUTZERs der Ausdruck eines durch das hohe Alter bedingten besonderen Erhaltungszustandes und durch eine infolge hohen Alters völlig zum Abschluß gelangte sekundäre Hydratisierung von ursprünglich auch im Palaeozoicum vorhanden gewesenen Obsidianen zu deuten wäre. Das Fehlen von Obsidian im Palaeozoicum ist allerdings eine recht beachtenswerte Tatsache und meiner Ansicht nach wirklich das einzige brauchbare, wenn auch nicht gerade zwingende Argument für die STUTZERsche Hypothese.

Mit Bezug auf das geologische und zeitliche Auftreten dieser glasigen Gesteine bleibt überhaupt noch manches aufzuklären.

Es ist schon darauf hingewiesen, daß im Palaeozoicum saure Gesteinsgläser, von der massenhaften Ansammlung im Meißner Gebiete abgesehen, entschieden zurücktreten im Vergleich mit deren Auftreten im Kaenozoicum. — Das erklärt sich wohl in erster Linie aus den tiefgreifenden Veränderungen, denen die alten Gläser unterlagen (vgl. ROSENBUSCH, SAUER, BROSS, ZIMMERMANN, SCHEIBE usw.). Dann aber ist besonders bemerkenswert, daß sich im Kaenozoicum das Verhältnis der wasserhaltigen sauren Gläser zu den wasserfreien nicht umkehrt, daß die wasserfreien Gläser im Kaenozoicum nicht über die wasserhaltigen vorherrschen, was doch zu erwarten wäre, wenn ihr Wassergehalt, wie STUTZER will, gewissermaßen eine Funktion des geologischen Alters wäre. Man kann eher sagen, auch im Kaenozoicum überragen die wasserhaltigen sauren Gläser die wasserfreien.

Dann weiter, was die regionale Verteilung betrifft.

Obsidiane, Perlite und Pechsteine treten nicht immer zusammen auf, sind regional nicht immer vereinigt, sondern schließen gelegentlich einander aus. So finden sich in dem an sauren Gesteinsgläsern reichen Westen Nordamerikas nach ZIRKEL häufig Obsidiane und Perlite, aber keine Pechsteine; nach OSANN am Cabo de Gata Felsoliparite, Perlite, Pechsteine, aber keine Obsidiane; nach ZIRKEL, THORODDSEN, BÄCKSTRÖM, SCHMIDT auf Island die Obsidiane in Form ausgesprochener Oberflächenergüsse nicht als Gänge (Obsidiangänge sind mir überhaupt unbekannt); die Pechsteine dagegen fast immer in Gangform und in enger Verknüpfung mit Liparitgängen, wo sie das glasige Salband oder ganze Apophysen bilden.

Nach THORODDSEN und SCHMIDT ist das Alter der Liparitgesteine Islands teils miocän, teils postglazial, also recht jung, und gerade der von SCHMIDT von der kleinen Baula beschriebene und abgebildete Liparitgang mit Pechsteinsalband und -Apophyse soll zu den postglazialen Lipariten gehören. Es scheint also nicht bloß alte, sondern auch recht junge Pechsteine zu geben! Also ist der Wassergehalt der sauren Gesteinsgläser keine Funktion des geologischen Alters und nicht zu Folgerungen im Sinne STUTZERS zu verwerten.

Auch an den Schlußbemerkungen STUTZERS habe ich einiges auszusetzen.

Er sagt:

„Sollten sich diese Untersuchungen weiter bestätigen, so werden zunächst alle diejenigen Hypo-

thesen etwas ins Schwanken geraten, die zu ihrer Erklärung eines hohen Wassergehaltes der Magmen bedurften, vor allem die juvenilen Quellen (Quellenkunde! Erzlagerstättenlehre!)."

In dieser Äußerung liegt doch meiner Ansicht nach eine erhebliche Übertreibung, abgesehen davon, daß die Prämisse hinfällig ist. Das fühlt STUTZER wohl selbst, denn er beeilt sich, hinzuzufügen:

„Falsch wäre es aber, jetzt in das andere Extrem zu verfallen und jeden Wassergehalt der Magmen zu leugnen. Vielmehr ist nach den vorhergehenden Untersuchungen nur der Schluß gestattet, daß der Wassergehalt der Magmen zurzeit in unglaublicher Weise von sehr vielen Geologen überschätzt wird."

Nun möchte man natürlich wissen, welchen primären Wassergehalt STUTZER den Magmen erlaubt. Ich vermute, bis zu 2,2 Proz.; denn in der von ihm, S. *103*, zusammengestellten Tabelle wird das Gestein des Mono Craters mit 2,2 Proz. Wassergehalt bzw. Glühverlust unbeanstandet als Obsidian, d. h. als primäres unverändertes saures Gesteinsglas, angeführt.

Meiner Ansicht nach kommt man aber zur Erklärung der juvenilen Quellen schon mit einem verhältnismäßig niedrigen primären Wassergehalt der Magmen aus, sagen wir, mit etwa 2 Proz.

STUTZER beruft sich hierbei hauptsächlich auf die Resultate der BRUNschen Untersuchungen. Ich will gern ihre Bedeutung für die Erklärung gewisser vulkanischer Vorgänge zugeben, kann mich aber trotzdem nicht einer Verallgemeinerung anschließen, wie sie STUTZER vornimmt.

Daß die Magmen trotz BRUNs interessanten Untersuchungen ganz gewiß primär wasserhaltig sind, ergibt sich ja aus der unmittelbaren Beobachtung der Flüssigkeitseinschlüsse in den Granitquarzen, die zweifellos vorwiegend wäßriger Art sind; und daß die Ausscheidung des Wassers aus dem Magma im allgemeinen nicht hauptsächlich erfolgt mit schneller Abkühlung und Erstarrung desselben zu Glas, sondern erst bei langsamer Auskrystallisation und Erstarrung desselben, also in der Tiefe, halte ich für wahrscheinlich.

Der Glühverlust eines Granitquarzes, d. h. sein Wassergehalt (einschließlich etwa CO_2), beträgt nach SORBY (ZIRKEL: Lehrbuch der Petrographie II, S. 8) etwa 0,5 Proz.; das bedeutet, Quarz mit $^1/_3$ an der Masse des Granits beteiligt, das spezifische Gewicht des letzteren zu 2,6 angenommen, daß etwa 4—5 l Wasser in Form von mikroskopischen Flüssigkeits-

einschlüssen auf den Kubikmeter Granit kommen. Annähernd 0,5 Proz., etwas mehr oder weniger, dürfte an Glimmer chemisch gebunden sein. Nehmen wir nun an, daß mit der vollkommenen Auskrystallisation eines granitischen Magmas auch nur ebensoviel nach außen abgegeben wurde, wie in Form von Flüssigkeitseinschlüssen und chemisch gebunden bei demselben verblieb, so wären das etwa 8 l pro Kubikmeter, 8 Milliarden Liter Wasser pro Kubikkilometer; nach GAUTIER soll 1 Kubikmeter Granit, allerdings einschließlich der Bergfeuchtigkeit, bei Erhitzung auf Rotglut nahezu die vierfache Menge Wasser liefern. So gelangen wir zu der Vorstellung, daß bei diesem wohl auch heute noch in einer gewissen Tiefe überall sich vollziehenden Krystallisationsvorgange und bei Annahme eines mäßigen Wassergehalts im Magma doch recht erhebliche Mengen juvenilen Wassers frei werden müssen, die jedenfalls ausreichen dürften, unsere immerhin nur spärlich auftretenden juvenilen Quellen zu erklären. Ganz gewiß sind auch nicht alle heißen Quellen juvenilen oder rein juvenilen Ursprungs. Wir brauchen für die juvenilen Quellen also, meiner Ansicht nach, keine besonders wasserreichen Magmen und haben daher auch nicht zu befürchten, daß unsere heutigen Anschauungen über die Bildung der Erzgänge durch STUTZERS Meinungen und Äußerungen ins Schwanken gebracht werden könnten Ich möchte aber am Schlusse noch, um mit STUTZER zu reden, doch die Frage stellen, wer sind denn eigentlich „die zahlreichen Geologen, die in unglaublicher Weise den Wassergehalt der Magmen überschätzt haben, um die juvenilen Quellen und die Erzgänge zu erklären“? Jedenfalls gleichzeitig dieselben, die den Pechstein für ein primäres Glas halten? Das dürften dann allerdings wohl die meisten Geologen sein! Und mit dieser Auffassung von der Natur des Pechsteins sollte (nach STUTZER) „der Wassergehalt der Magmen zurzeit in unglaublicher Weise überschätzt worden sein“? Das ist wieder ein unberechtigter Schluß!

Obsidian und Pechstein sind doch Grenzfälle für einerseits niedrigen, andererseits hohen Wassergehalt von Gesteinsgläsern und lassen als solche keine generellen Schlüsse für den Wassergehalt der Magmen in der Erdtiefe zu, mit anderen Worten, wenn man einen primären Wassergehalt der Pechsteine anerkennt, so folgt daraus noch nicht, daß man damit ganz allgemein für das Magma in der Erdtiefe einen gleich hohen Wassergehalt fordert.

Gerade im Lichte der Untersuchungen und Experimente von BARUS halte ich es für sehr wahrscheinlich, daß sich der

verschiedene und wechselnde Wassergehalt erklären läßt aus lokalen Einflüssen, die sogar mitbedingt sein könnten durch partielle krystalline Ausscheidungen innerhalb des Pechsteinmagmas.

Ich komme nunmehr zu der Arbeit von BARUS.

Die Arbeit führt den Titel: „Die Einwirkung des Wassers auf heißes Glas", und erschien als Originalmitteilung in der Physikal. Zeitschrift, 1. Jahrg., 1891, H. 1, S. 3; die ganze Arbeit im Am. Journ. 1891.

Die Versuche, über die BARUS hier berichtet, behandeln die Vorgänge bei der Auflösung gewöhnlichen Glases oder überhaupt glasiger Silikatgemische in Wasser, die Bedingungen der Auflösung, Temperatur, Druck, Volumverhältnisse usw. Da für die Auflösung von Glas in Wasser Druck erforderlich ist, konstruierte der Verfasser eine besondere Retorte, um die Einwirkung in einem Dampfbad von Naphtalin (bei 210°) ausführen zu können. Er verwendete ein nicht zu schwer schmelzbares wasserhelles Glas, pulverte dasselbe fein, vermischte das Glas mit nicht zu viel Wasser und erhielt nun in seiner Retorte bei 210° einen Glasfluß, der beim Erkalten zu einer harten kompakten Masse erstarrte, zu einem „Wasserglas", das sich äußerlich von dem verwendeten wasserfreien „Feuerglas" durch nichts unterschied. Beim Erhitzen auf 200° entwich das Wasser zum großen Teil; es bildete sich ein schaumiger Glasschwamm (das gleiche Verhalten wie bei manchen natürlichen Gläsern!), der erst bei Rotglut zum zweiten Male geschmolzen werden konnte. Das Zusammenschmelzen von Glas und Wasser geht unter verschiedenen Mischungsverhältnissen vor sich. Die weitere physikalische Untersuchung des Produktes nach einer sehr sinnreich erdachten Methode, auf deren Beschreibung hier verzichtet werden kann, zeigte, daß dies Glas durchaus kolloidale Eigenschaften besitzt, daß es sich beim Erkalten stark zusammenzieht, unter Umständen Wasser leicht abgibt, überhaupt Eigenschaften zeigt, die an manche der Pechsteine erinnern.

Am Schlusse seiner Mitteilungen betont BARUS mit Recht, welch wichtige Anwendungen aus diesen Feststellungen auf die Vorgänge der Schmelzung in der Erdtiefe zu machen seien.

„Zunächst erscheint durch sie erwiesen, daß in Gegenwart von Wasser und der geeigneten Gesteinsart die Verflüssigungsmöglichkeit um das Fünffache der Erdoberfläche nähergerückt ist. Bei Silikaten der verwendeten Art wären schon etwa 5—6 km Tiefe genügend, um längs der Fläche

der Erdisotherme die Bedingungen der Verflüssigung (abgesehen vom Druck) zu erreichen."

Vor allem aber ist durch BARUS die theoretische und physikalisch-experimentelle Begründung geliefert worden für die Möglichkeit einer primären Bildung des Pechsteins![1])

II. Der Dobritzer Porphyr ist ursprünglich ein Felsoliparit, der mit Obsidian wechsellagerte (STUTZER).

Nachdem sich gezeigt hat, wie wenig Schwierigkeiten es bereitet, STUTZERs Ansichten über die sekundäre Entstehung des Pechsteins zu widerlegen, möchte es beinahe überflüssig erscheinen, auch noch auf den zweiten STUTZERschen Satz einzugehen, der mit dem ersten steht und fällt, wenn nicht auch diese Ausführungen zu gar verschiedenerlei Beanstandungen Veranlassung gäben. Doch kann ich mich wesentlich kürzer fassen als zu Abschnitt I.

STUTZER geht wieder von meinem Pechsteinfelsit aus, der nach meiner Auffassung das Übergangsglied darstellt zum Dobritzer Porphyr, zählt im einzelnen meine Gründe für dessen sekundäre Entstehung aus Pechstein auf und behauptet dann unter Nichtberücksichtigung wichtiger Beobachtungen (siehe unten), daß

> „keine zwingende Beobachtung vorliege, welche für eine Umwandlung dieses hochhydratisierten Pechsteinfelsites in typischen Felsit oder in ein allotriomorphkörniges Quarz-Feldspataggregat beweisend wäre".

Der ganze Relativsatz ist unklar und unrichtig. Unklar zunächst mit Bezug auf Felsit! Was ist typischer Felsit? Kein mikroskopierender Petrograph, der sich heutigentags etwas näher mit dem Studium der Felsitporphyre befaßt, wird von typischem Felsit reden; er weiß, daß es diesen gar nicht gibt, weil „Felsit" ein Sammelbegriff ist, der die heterogensten Dinge umfaßt und von Fall zu Fall, d. h. für jeden einzelnen

---

[1]) Anmerkung während des Druckes. In den hier besprochenen Mitteilungen STUTZERs über den Pechstein von Meißen (zweites und drittes Heft dieser Monatsber.) bezeichnet der gen. Autor seine abweichenden Ansichten über den Pechstein von Meißen noch als das, was sie sind und nur sein können, als Ansichten, als Meinungen; in einem auf dem internationalen Kongreß zu Düsseldorf gehaltenen Vortrage über juvenile Quellen heißt es nach einem Autoreferat in der Zeitschr. f. prakt. Geologie 1910, Heft 9, S. 348) schon anders, nämlich folgendermaßen: „Nach den Zusammenstellungen und Beobachtungen von O. STUTZER kann der Wassergehalt der Pechsteine nicht mehr als primär angesehen werden".(!)

Felsitporphyr, näher untersucht und beschrieben sein will. Der Name „Felsit“ stammt noch aus jener Zeit, wo das Mikroskop noch nicht im Dienste der petrographischen Wissenschaft stand, aus der Zeit des „Grünsteins“, „Trapps“ usw. Unrichtig ist die Angabe über das allotriomorph-körnige Aggregat! Wo habe ich behauptet, daß der Pechsteinfelsit in ein allotriomorph-körniges Quarz-Feldspataggregat übergehe? Hier konstruiert STUTZER eine Angabe, die gar nicht von mir gemacht ist. Ich muß es als eine Entstellung meiner Beobachtungen empfinden, wenn STUTZER, das Vorhergesagte gewissermaßen bekräftigend, fortfährt:

> „Das allotriomorph-körnige Aggregat, welches durch Zersetzung aus Pechstein bzw. aus der sekundären felsitähnlichen Substanz entsteht, setzt sich nach unseren bisherigen Beobachtungen stets zusammen aus Quarz, Kaolin und glimmerartigen Mineralien, während sekundärer Feldspat von uns niemals beobachtet wurde.“

Ich wiederhole nochmals, von neugebildeten allotriomorph-körnigen Quarz-Feldspataggregaten aus Pechsteinfelsit ist bei mir nirgends die Rede gewesen.

Auf primäre Übergänge zwischen Dobritzer Felsitporphyr und Pechstein legt STUTZER mit Recht großen Wert; auch mir wäre es angenehm gewesen, solche aufzufinden. Er behauptet nun, sie seien

> „geschaffen durch die primär ausgeschiedenen Felsitkugeln (die ich seinerzeit in den Erläuterungen zu Meißen auch schon als solche beschrieben habe) und durch kleinere Felsitmassen und kryptokrystalline Aggregate“.

Welche Gebilde STUTZER hierbei im Auge hat, läßt sich aus der unvollkommenen Angabe „kleinere Felsitmassen und kryptokrystalline Aggregate“ nicht ersehen. Ich muß ausdrücklich betonen, daß ich seinerzeit im Pechstein gegen den Dobritzer Porphyr hin sehr nach etwaigen, den Übergang vermittelnden primär felsosphärolithischen Gebilden gesucht habe, aber keine fand, und vermute daher, daß STUTZERs Angabe auf eine Verwechslung mit sekundärem Pechsteinfelsit zurückzuführen ist, wie ja ganz allgemein früher, vor meinen Feststellungen, der von mir so bezeichnete Pechsteinfelsit für primär gehalten wurde.

Daß STUTZER in dieser Hinsicht heute noch nicht scharf unterscheidet, ergibt sich sofort auf folgender Seite *212*, wo Felsit mit Mikrofelsit verwechselt wird. Hier heißt es (mit Sperrdruck von mir):

„Auch das gelegentliche Vorkommen zersetzter Mikrolithen in der Felsitgrundmasse der Felsitporphyre spricht nicht für eine sekundäre Entstehung dieser Felsite aus Pechstein. Es beweist nur, daß diese Mikrolithe vor Bildung des Felsites schon vorhanden waren. Es hat sich dieser Felsit in der letzten Phase der Erstarrung gebildet und hierbei vorhandene Mikrolithe eingeschlossen. An ganz frischen Gläsern ist dieses ungestörte Hindurchziehen von Mikrolithen und Trichiten durch Mikrofelsit schon oft beschrieben, und zwar in Fällen, wo die Mikrofelsitbildung noch vor der vollständigen Erstarrung der Glasbasis erfolgte (siehe ROSENBUSCH, a. a. O., S. 796).“ — (Vgl. auch meine Bemerkungen zu Felsit auf voriger S. *714*.)

In den mehr oder weniger glasigen Effusivgesteinen finden wir als die niedrigsten und ersten Formen der Krystallisation, die Mikrolithen, nur gelegentlich überdeckt durch kryptokrystalline Mikrofelsitaggregate, aber niemals durch Bildungen höherer Krystallinität. Wo man nun in einer solchen höher krystallin entwickelten felsitischen Grundmasse auf Spuren von beispielsweise spinnenartig entwickelten trichitischen Mikrolithen trifft, gelingt es in der Regel, die sekundäre Bildung jener nachzuweisen.

Endlich ist mir an den STUTZERschen Ausführungen noch aufgefallen, daß eine gerade für die tiefgreifendste Umbildung des Dobritzer Quarzporphyrs bezeichnende Erscheinung keine Erwähnung findet, obwohl ich sie in den Erläuterungen zu Sektion Meißen ziemlich ausführlich beschrieben habe. Vgl. S. 90, wo es heißt: „Ferner sind für den Dobritzer Porphyr lange und dünnschmitzenförmige Lentikulärmassen bezeichnend, deren mikroskopischer Aufbau der folgende ist. Die nach außenhin ziemlich scharf abgegrenzten Gebilde zeigen nach innen zuerst eine ringsum entwickelte Randzone kugeliger oder schmalbündeliger, dicht gedrängt aneinanderliegender, radialfaseriger Aggregate; auf diese folgt, den Innenraum ausfüllend, ein relativ grobkrystallines Aggregat vorwiegend von Quarz, oft mit deutlich stengeliger zentripetaler Anordnung. Diese Komplexe sind zweifellos Hohlraumausfüllungen. Da sie nun im Dobritzer Porphyr recht häufig sind und die Streifung desselben wesentlich mit hervorrufen, so muß dieses Gestein früher eine recht poröse Beschaffenheit besessen haben“.

„Jene Fluidalstruktur, welche so ausgezeichnet makroskopisch im Dobritzer Porphyr entwickelt ist und im Quer-

bruche der Gesteinsplatten in Form einer äußerst zarten, bald geradstreifigen, bald flachwelligen bis höchst verworrenen Liniierung zum Ausdruck gelangt, ist mikroskopisch nicht nach der üblichen Definition der Fluidalstruktur entwickelt."

„Von den eben beschriebenen lentikulären Schmitzchen abgesehen, welche, wie gesagt, die Fluidalstreifung des Gesteins mit bedingen, sind es vorwiegend flächenhaft ausgedehnte, an eine oft hellere — ich kann noch hinzufügen: selbst wasserhelle — mediane Naht beiderseitig angesetzte, zierlichste Sphärolithaggregate, welche makroskopisch die zarte Liniierung des Gesteins erzeugen. Mögen nun auch diese Gebilde einer ursprünglichen und ganz analog orientiert gewesenen Fluidalstruktur ihre Anordnung verdanken, gegenwärtig stellen sie eine solche nicht mehr dar."

Übrigens sind die feinen Quarzschmitzchen vielfach schon makroskopisch sichtbar und bereits von C. F. NAUMANN (Geognostische Beschreibung des Königreichs Sachsen, Bd. V, S. 149), wie folgt, beschrieben worden.

„Der Quarz bildet (von einzelnen Körnern abgesehen) dünne und feine, in der Feldspatgrundmasse parallel eingeschichtete Lamellen, ähnlich wie im Granulit."

Soweit sich die mineralische Natur der oben erwähnten Sphärolithaggregate feststellen ließ, sind diese sicherlich zum Teil nach ihrem optischen Verhalten Chalcedonsphärolithe, zum Teil anscheinend Pseudomorphosen nach anderen Sphärolithen. Von diesen aus wäre es möglich festzustellen, inwieweit ursprüngliche felsosphärolithische Aggregate sich an der Zusammensetzung des Dobritzer Porphyrs beteiligt haben. Jetzt wird dies nicht mehr schwer fallen, wo reiche Erfahrungen über die Umwandlungen dieser Gebilde vorliegen (vgl. z. B. die Arbeiten von BROSS, SCHEIBE und ZIMMERMANN). Ich selbst bin augenblicklich nicht in der Lage, dies zu tun. Aber für die letzte Beantwortung der Frage: ob der Dobritzer Porphyr als ein in „Wechsellagerung mit ursprünglichem Obsidian (jetzt Pechstein) eng verbundener Felsoliparit aufzufassen ist oder als ein umgewandelter Vitrophyr" sind derartige Feststellungen nicht weiter von erheblichem Belang.

STUTZER leitet den Dobritzer Porphyr von Felsoliparіten ab; ich nehme an, daß ihm dabei bewußt war, welch abwechslungsreiche Gesteine das sind, mit Endgliedern einerseits rein krystalliner, andererseits ausgeprägt vitrophyrischer Ausbildung. Auf einen Vitrophyr (Pechstein) aber habe ich bekanntlich den Dobritzer Porphyr von Anfang an zurückgeführt.

59. Der Hochfelln.

Von Herrn JOH. BÖHM.

(Mit 2 Textfiguren.)

Berlin, den 15. November 1910.

Da die geologische Neuaufnahme des Hochfelln, welche etwas über die Hälfte der Blätter Bergen und Dürrnbachhorn der Bayrischen Generalstabskarte i. M. 1:25000 umfaßt, mit ihrer Erläuterung gesondert erscheinen soll, so werden die aus diesem Rahmen fallenden Ergebnisse in mehreren besonderen Aufsätzen niedergelegt werden.

I.

Worthenia sp. im Plattenkalk des Hochfellngipfels.

An dem Wege, der von dem Unterkunftshause nach der Felln-Alp führt, fand ich, kurz bevor er nach Osten umbiegt, in rötlich und gelb gefleckten Lagen des Plattenkalkes eine Schnecke, welche sich durch ihre Gestalt, Form der Umgänge und Zuwachsstreifung als zur Gattung *Worthenia*[1]) und insbesondere zur Gruppe der *W. coronata* MÜNST. sp. gehörig erweist[2]),

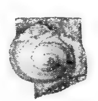



Fig. 1.
Worthenia sp. Nat. Gr.

Gehäuse klein, kegelförmig, mit 5 stufig dachförmigen Umgängen. Der Schlitzkiel tritt kräftig hervor, der untere Lateralkiel ist nur auf dem letzten Umgange sichtbar. Die Lateralrinne ist etwa so breit wie die Apikalseite. Basis gewölbt. Nabel schlitzförmig, Innenlippe verdickt. Die Oberfläche ist korrodiert; jedoch scheint sie nach vereinzelten Andeutungen unter einer starken Lupe mit Längslinien verziert gewesen zu sein. — Von den bisher beschriebenen Trias- und Liasarten durch ihre Gestalt verschieden.

In dem Plattenkalk an der Kapelle fand ich noch ein Zähnchen der Gattung *Sargodon*.

Über dem Plattenkalk folgt der Unterste Lias, und zwar die *Psiloceras*-Zone in der Facies des Dachsteinkalkes, darüber die *Schlotheimia*-Zone in derjenigen der Spongitenschichten[1]). Letztere lagern über, nicht unter jenem als Dachsteinkalk bezeichneten *Megalodus*- und *Lithodendron*führenden

Kalke, wie ihre Bedeckung desselben an der Nordwand des Unterkunftshauses und ihre Einmuldung in ihn am Kreuz bezeugen (4 und 3 in Fig. 2). Den Beschluß macht eine kleine Partie roten Liaskalkes mit Crinoiden und Brachiopoden.

Die rätischen Schichten, welche GÜMBEL als Antiklinale zwischen den beiden Mulden am Gipfel zeichnet, sind Spongitenschichten; die rätischen Schichten an der Basis dieser Mulden sind nicht vorhanden, was mit vielfachen Angaben im Einklang steht, daß dort, wo das Rät als Plattenkalk entwickelt ist, die kalkige Ausbildung in jüngere Horizonte hinauf fortsetzt. Auch den Fund rätischer Versteinerungen, welchen EMMRICH[1] am Wege von der Bründling-Alp zur Hochfellnspitze angibt, habe ich nicht wiederholen können.

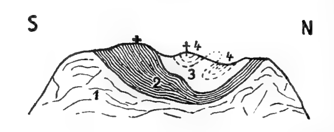


Fig. 2.
Schematischer Querschnitt durch den Gipfel des Hochfelln.

Lias. 4 Spongitenschichten, 3 Hochfellnkalk.
Trias. 2 Plattenkalk, 1 Hauptdolomit.

Diese Schichtenserie (Fig. 2) bildet eine nach Norden leicht übergeneigte, O — W streichende Doppelmulde. Ihr Südrand zieht von der Kapelle auf dem südlichen Gipfel ostwärts gegen die Felln-Alp, westwärts auf der Schneid zum Rötelwandkopf hin; ihr Ost- und Westrand sind an zwei Querstörungen abgebrochen; ihr Nordrand ist nur zu einem kleinen Teile über der Nordwand des Hochfelln erhalten. Von dem Ost- und Westrande, welche zu der Felln-Alp und Bründling-Alp einerseits, zu dem Weißachentale andererseits abstürzten, sind Reste allein nur noch am Nordrande der Bründling-Alp in der Nähe der Sennhütten erhalten. Die Doppelmulde senkt sich nach Osten stark ein, so daß es den Anschein hat, als habe sich der Gebirgsteil, der die Gipfel trägt, zugleich mit dem Absinken des benachbarten östlichen Gebirgsteils (Stranrücken und Thoraurücken) gegen diesen an dem Haaralpbruch geneigt.

[1]) EMMRICH: Geognostische Beobachtungen aus den östlichen bayrischen und den angrenzenden österreichischen Alpen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 4, 1853, S. 328.

Die westliche der beiden erwähnten Querstörungen, der Weißachenbruch, fällt in die tief eingeschnittene Furche zwischen dem Hochfelln und dem Hochgern, in welcher die Weißachen nach Norden, der Eschelmoosbach nach Süden abströmen. An ihm stoßen in der niedrigen Wasserscheide beider Bäche Raibler Schichten auf der Hochfellnseite gegen Untersten Lias auf der Hochgernseite, ferner nordwärts davon im Weißachental an der Bruderwand Hauptdolomit gegen Lias ab. Der Hauptdolomit trägt hier eine mehr oder weniger dicke Lage von Rauhwacke, die sich als Reibungsbreccie darstellt. Dasselbe gilt für die Rauhwacke des Hammerberges und Fürberges, welche bis faustgroße Bruchstücke des angrenzenden roten und grauen Liasmergels einschließt.

Die östliche Querstörung, der Haaralpbruch, kommt von Süden her, wo er die Kratzelschneid gegen die Haaralpschneid verwirft, zu der Scharte zwischen dem Hochfellngipfel und dem Stranrücken und gabelt sich hier. Das hierdurch umgrenzte Gebirgsstück rutschte aus der Nordwand des Gipfels aus und führte den nördlichen Ostrand der Doppelmulde gegen die Bründling-Alp mit sich, wie Zeugen in der deltaartigen Lücke, durch die der Weg von der Alp zur Scharte führt, beweisen.

Aus dem Umstande, daß an weiteren, mit dem Haaralpbruch gleichsinnig gerichteten Störungen stets der östlich gelegene gegen den westlich benachbarten Gebirgsteil in breiter Staffel abgesunken ist, erklärt sich die heutige Oberflächengestaltung des südlichen Teiles des Hochfellnstockes. Während das westlichste, aus den widerstandsfähigen Sockelgesteinen (Raibler Kalk, Hauptdolomit, Lithodendronkalk) bestehende Gebirgsstück in hoher Lage verblieb und den Hochfellngipfel über den Weißgrabenkopf mit der Haaralpschneid verbindet, gerieten die weichen Lias- und Neocommergel mit den östlichen Stücken infolge dieses tektonischen Vorganges stufenweise mehr und mehr in das Niveau der Urschelauer Achen. Die Mergel fielen den erodierenden Kräften rasch zum Opfer. Es entstanden so die langen, O—W verlaufenden Täler der Nestelau und Thorau, deren Abschluß das westlichste Gebirgsstück als Wasserscheide zwischen ihnen und dem Eschelmoosbach bildet. Die dem letzteren zufließenden Bäche sind kurz und steil. Die erwähnten staffelförmigen Abbrüche geben sich noch heute in den Wasserfällen zu erkennen, über welche der Nestelau- und Thoraubach zur Urschelauer Ache hinabschäumen.

Es bleibt noch hinzuzufügen, daß ein Teil der von GÜMBEL der Oberen Kreide zugewiesenen brecciösen Bildungen am Nordgehänge des Urschelauer Tales dem Lias angehört:

die Hornsteinsplitter darin entstammen den Hornsteinknauern der Spongitenschichten. Sie stimmen vollständig mit dem von WÄHNER (Das Sonnwendgebirge im Unterinntal 1, S. 152, 154) als Dislokationsbreccie abgebildeten Gestein überein; hinsichtlich ihrer Bildung schließe ich mich den Ausführungen AMPFERERS (Studien über die Tektonik des Sonnwendgebirges. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt 58, 1908) an.

[1]) Anmerkung zu S. *717*. Auf der Oberfläche der dunkelgrauen, dünnplattigen, an Hornsteinknauern reichen Mergelkalke wittern Spongiennadeln aus, so daß sie damit wie besät erscheinen. Gelegentlich der Beschreibung beiderseitig zugespitzter Nadeln aus dem Oberen Lias von Canzei bemerkt ZITTEL (Beiträge zur Systematik der fossilen Spongien, 1879, S. 99) über die Vorkommnisse am Hochfelln, daß sich hier „ganz ähnliche gerade oder etwas gebogene Stabnadeln, untermischt mit Gabelankern und Hexactinelliden-Fragmenten," finden.

Über die in der Zone der *Schlotheimia marmorea* des Schafberges vorkommenden Stabnadeln äußerte sich v. DUNIKOWSKI (Die Spongien, Radiolarien und Foraminiferen der unterliassischen Schichten vom Schafberg bei Salzburg. Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturw. Kl. 45, 1882, S. 167) hinsichtlich ihrer systematischen Stellung: „Indem ich diese Formen mit dem Gattungsnamen *Opetionella* überschrieben habe, wollte ich hiermit nur die Möglichkeit der Angehörigkeit derselben zu *Opetionella* ausgedrückt haben.

Die ZITTELsche Diagnose der Gattung *Opetionella* lautet: „Knollig oder rindenförmig, Skelett aus 3—10 mm langen, parallelen, beiderseits zugespitzten Nadeln bestehend. Bis jetzt nur fossil aus dem jurassischen und Kreide System bekannt. Da aber ähnliche Nadeln auch bei anderen Gattungen vorzukommen pflegen, so ist es nicht ausgeschlossen, daß diese Nadeln keine *Opetionella* sind."

WINKLER (Neue Nachweise über den unteren Lias in den bayrischen Alpen. N. Jahrb. Min. 1886 [2], S. 26) ging einen Schritt weiter. Er nannte die Stabnadeln, welche an der Brauneck-Alp in mit den Spongitenschichten des Hochfellns petrographisch übereinstimmenden Schichten vorkommen, *Opetionella alpina* und bezeichnete sie als „höchst charakteristisch und Leitfossil für die Zone des *Ammonites angulatus* in den bairischen Alpen".

Gabelanker, wie sie ZITTEL vom Hochfelln erwähnte, bergen auch die „hornsteinreichen — dunklen —, fast dichten Kalksteine mit *Schlotheimia marmorea* OPP. und anderen Angulaten“ am Schafberge und werden von v. DUNIKOWSKI als der Gattung *Stelletta* (a. a. O., S. 172—174, Taf. 2, Fig. 17—23, 25) angehörig abgebildet.

An der Hand dieser Nachweise konnte FINKELSTEIN (Der Laubenstein bei Hohen-Aschau. N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. 6, 1889, S. 4) über die Verbreitung des Spongitenkalkes bemerken: „Diese Lokalität [Brauneck-Alp] rangiert somit im Verein mit den Gipfelschichten des Hochfelln und den Spongitenkalken des Schafberges im Salzkammergut, in welch letzteren *Schlotheimia marmorea* OPP. vorkommt, in eine eigentümliche Facies der *Angulatus*-Zone, zu der auch unser Gebiet [der Laubenstein] ein viertes Glied bildet.“

BÖSE (Die Fauna der liassischen Brachiopodenschichten bei Hindelang [Allgäu]. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. **42**, 1893, S. 628) brachte „für den Lias in der Facies des Dachsteinkalkes“ den Namen „Hochfellenschichten“ in Vorschlag.

Wenn FINKELSTEIN am Laubenstein, durch SCHWAGERS Angaben über die Lagerungsfolge an der Brauneck-Alp geleitet, rätischen Dachsteinkalk, Spongitenschichten, *Megalodus*- und *Lithodendron*-führenden Kalk unterschied, so dürften wohl das erste und letzte Schichtglied demselben Horizonte angehören und mit den Spongitenschichten als Kern eine Mulde bilden; dieser Deutung widerspricht das Kartenbild nicht (a. a. O., Taf. V).

Dagegen finden sich nach den übereinstimmenden Angaben von WINKLER (a. a. O., S. 23), SCHWAGER (FINKELSTEIN: a. a. O., S. 49) und ROTHPLETZ (Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. 1894. S. 116, Fußnote u. Textfig. 30) an der Brauneck-Alp über dem Rät mit *Avicula contorta* und *Gervilleia inflata* *Psiloceras*-Schichten, Spongitenschichten und als jüngstes Glied *Megalodus*- und *Lithodendron*-führender Kalk. Letzterer gehört demnach, da WINKLER aus den Spongitenschichten *Schloth. angulata* angibt, einem jüngeren Horizont als am Hochfelln an.

Zu den von FINKELSTEIN angeführten Lokalitäten kommt der Hochgern hinzu, wo nach PLIENINGER (Über Dogger und oberen Lias in den Chiemgauer Alpen.

Zentralbl. Min. 1901, S. 361) „mächtig entwickelte Kieselkalke des Lias mit Angulaten, und zwar *Schlotheimia Donar* WÄHNER mut. nov.“, von jüngerem liassischen Crinoidenkalk überlagert werden.

Beim Abschluß des Manuskriptes geht mir eine Arbeit von VADASZ (Die Juraschichten des südlichen Bakony. Result. wiss. Erforsch. d. Balatonsees **1** (1), Paläont. Anhang, 1910) zu, wonach im südlichen Bakony unterliassischer Kalkstein vom Dachsteintypus feuersteinführende Rhynchonellenschichten mit Spongiennadeln, welchen außer unbestimmbaren Monactinelliden und Tetractinelliden *Stellata*-Arten angehören, unterlagert. Die Rhynchonellenschichten gehören dem Horizont der *Schloth. marmorea* und *Schloth. angulata* an. Demnach ist auch hier dieselbe Schichtenfolge wie am Hochfelln entwickelt.

V. AMMON (Die Gastropodenfauna des Hochfellnkalkes und über Gastropodenreste aus den Ablagerungen von Adnet, vom Monte Nota und den Raibler Schichten. Geognost. Jahresh. **5**, 1893, S. 161—188) hat die reiche Fauna des Hochfellnkalkes eingehend kritisch besprochen. Diese Fauna ist aus der Liste der Rätfossilien, unter welchen sie V. DITTMAR (Die *Contorta*-Zone [Zone der *Avicula contorta* PORTL.], ihre Verbreitung und ihre organischen Einschlüsse, 1864, S. 89—91 u. 138—198) aufführt, nunmehr zu streichen.

---

60. Über die Tessiner „Gneise“.

Von Herrn G. KLEMM.

Darmstadt, den 28. November 1910.

Durch die Freundlichkeit des Herrn R. LEPSIUS lernte ich den Abdruck[1]) einer Mitteilung U. GRUBENMANNS „über einige tiefe Gneise aus den Schweizer Alpen“ kennen, die in einer der Sitzungen des internationalen Geologenkongresses zu Stockholm vorgetragen worden ist.

[1]) Gedruckt unter der Bezeichnung: Imprimé comme épreuve. Stockholm 1910.

In dieser Mitteilung bespricht GRUBENMANN besonders die „Tessiner Gneise“, und zwar hauptsächlich die aus der Umgegend von Bellinzona und Locarno. Er schildert, wie diese Gesteine ausgezeichnete „Mischgneise“ darstellen, entstanden durch Injektion granitischen Magmas in Sedimente, an denen sich z. T. Resorptionen vollzogen haben unter Aufweichung der Sedimente usw.

Aber mit keinem Worte erwähnt GRUBENMANN, daß auf alle diese Erscheinungen überhaupt zum ersten Male von mir aufmerksam gemacht worden ist in meinen[1]) „Berichten über Untersuchungen an den sog. Gneisen und den metamorphen Schiefern der Tessiner Alpen“. Nur in den Eingangsworten seiner Mitteilung sagt er, daß ich im Gegensatz zu den Schweizer Geologen den „Tessiner Gneis“ als einen fluidalen, tertiären Granit ansehe.

Schon in einer früheren Arbeit: Der Granatolivinfels des Gordunotales und seine Begleitgesteine“ (Vierteljahresschrift der naturforschenden Gesellschaft in Zürich 1908, S. 129—156) hat GRUBENMANN einen „aplitisch stark injizierten Biotitgneis“ von Gorduno bei Bellinzona erwähnt, aber auch da mit keinem Worte auf meine Beschreibung und die von mir gegebenen Abbildungen jener injizierten Amphibolite und Hornfelse hingewiesen.

Unter diesen Umständen muß ich mich ganz entschieden dagegen verwahren, daß meine Beobachtungen so ganz mit Stillschweigen übergangen werden, und ich nehme die Priorität der Entdeckung der schönen Mischgesteinszone von Bellinzona-Locarno für mich in Anspruch.

Ich bin gegenwärtig damit beschäftigt, die Ergebnisse meiner Untersuchungen über die Tessiner Alpen zusammenzustellen. In dieser Arbeit, die in den Abhandlungen der Geologischen Landesanstalt zu Darmstadt im Frühjahre 1911 erscheinen wird, bemühe ich mich, zu zeigen, daß die gegen meine Auffassung vom postjurassischen Alter der Tessiner Granite erhobenen Einwürfe nicht stichhaltig sind, und daß auch kein Beweis für ein prätriadisches Alter des in den „Tessiner Gneis“ übergehenden „Antigoriogneises“ existiert, da die sog. „Gerölle von Antigoriogneis“ aus dem Triasmarmor des Cairascatales bei Varzo eben keine Gerölle, sondern granitische Intrusionen sind.

---

[1]) Sitzungsberichte d. Kgl. Preuß. Akademie der Wissenschaften (physikal.-mathem. Klasse) 1906, S. 428ff; 1907, S. 251ff.

61. Zur Geologie des Müsener Horstes.

Zweite Mitteilung.[1])

Von Herrn A. Denckmann.

Hierzu 4 Textfiguren.

Berlin, den 1. Dezember 1910.

Durch die im Juli und im Oktober 1904 von mir ausgeführten Untersuchungen war stratigraphisch-tektonisch[2]) der Beweis geführt worden, daß die Fortsetzung des Spateisensteinganges, der in der geologisch-bergmännischen Literatur als „Stahlberger Stock" bekannt ist, im Hangenden der ihn abschneidenden „Stuff"-Verwerfung nördlich zu suchen sei[3]).

Es ist bekannt, daß die in diesem Sinne betriebenen Versuchsarbeiten der 304 m-Sohle der Grube Stahlberg schon im folgenden Jahre (1905) ein annehmbares praktisches Ergebnis gebracht haben, indem der Querschlag, der die Stuff-Verwerfung nach NNO im Streichen verfolgte, schon bei 143 m Länge einen Spateisensteingang erreichte, der aus mehreren Rücksichten als tatsächliche Fortsetzung des Stahlberger Stockes gelten konnte, nämlich erstens wegen der Art seines Streichens und Fallens, zweitens wegen der grobspangeligen Natur des in ihm aufgeschlossenen Spateisensteins, drittens wegen der großen Mächtigkeit der auf ihm zunächst angehauenen Spateisensteintrümmer, die bis über 20 m betrug, viertens weil der im Hangenden des Stuffes aufgeschlossene Gang den Gesteinswechsel südlich gelegener Gedinnien-Gesteine gegen nördlich gelegene Gesteine der Siegener Schichten bildet, analog der Rolle, die der alte Stock auf der Kniggelweger, der Müsener und der Ernsdorfer Stollensohle gespielt hatte[4]).

Ein definitives Resultat hinsichtlich der Beurteilung der gesamten Lagerungsverhältnisse des Stahlberger Gebietes

---

[1]) Erste Mitteilung: Siehe diese Zeitschr. 58, 1906; Monatsber. 4, S. 93 ff.

[2]) Mein Freund W. Bornhardt war auf Grund anderweitiger Beobachtungen zu demselben Resultate gekommen. Vgl. hierüber W. Bornhardt: Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes. Archiv für Lagerstättenforschung, Berlin 1910, S. 146 ff.

[3]) Vgl. auch Bornhardt: a. a. O., S. 150.

[4]) Siehe Fig. 9 in Beyschlag, Krusch, Voigt: Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien. Stuttgart 1910. S. 7.

konnte ich namentlich aus dem Grunde bei den ersten Untersuchungen nicht erzielen, weil es an einer topographischen Unterlage für die genaue Beobachtung und Eintragung der außerordentlich verwickelten Lagerungsverhältnisse der am Ausgehenden beobachteten Sedimente fehlte. Auch verschiedene in der Zwischenzeit angestellte Versuche, mit Hilfe der alten Katasterkarte das Gebiet geologisch zu kartieren, scheiterten an der Unzulänglichkeit der alten Karte. Erst im Laufe der letzten Jahre ist es möglich geworden, auf Kosten der Königlichen Geologischen Landesanstalt, des Siegener Eisenstein-Verkaufsvereins und einiger Erz-Gewerkschaften für geologisch wichtige Grubengebiete des Siegerlandes im Maßstabe 1 : 4000 (Maßstab der amtlichen Mutungs-Übersichtskarte) eine spezielle topographische Unterlage zu schaffen, welche in den inzwischen geologisch bearbeiteten Gebieten in hohem Maße den in sie gesetzten Hoffnungen entsprochen hat. Wie außerordentlich wichtig eine derartige Grundlage für den Lagerstättenforscher ist, kann man am besten aus dem Umstande entnehmen und ermessen, daß die geologischen Verhältnisse des Ausgehenden der Gänge gewissermaßen das Schema geben, in das die geologischen Verhältnisse der Stollensohlen und der Tiefbausohlen in der Regel glatt hineinpassen, bzw. aus dem die etwa in den tieferen Bauen sich einstellenden Änderungen sich mühelos erklären, vorausgesetzt, daß man das normale stratigraphische Profil der betreffenden Gegend kennt.

Das weitere Gebiet der Grube Stahlberg ist im Sommer 1909 vom Königlichen Topographen GRAEF bearbeitet worden. Das Ergebnis seiner Arbeiten stand mir im Frühjahr 1910 als topographische Karte im Maßstabe 1 : 4000 zur Verfügung. Ich freue mich, auch an dieser Stelle hervorheben zu können, daß Herr GRAEF seiner schwierigen Aufgabe, das komplizierte Pingengebiet der Müsener Gänge zur richtigen und dabei übersichtlichen Grundrißdarstellung zu bringen, mit sicherem Taktgefühl in hervorragender Weise gerecht geworden ist.

Die im Sommer 1910 für die Gewerkschaft Stahlberg auf der neuen topographischen Grundlage in Angriff genommene geologische Untersuchung der Stahlberger Gänge im Ausgehenden und in den Grubenbauen hat ein sehr wichtiges Resultat gehabt. Danach ist der Gesteinswechsel zwischen Gedinnien und Siegener Schichten, der im alten Stahlberger Stock beobachtet war, nicht identisch mit dem auf der Hangendseite der Stuff-Verwerfung beobachteten bzw. auf-

geschlossenen Gesteinswechsel (Erstling II der Kartenskizze); er ist vielmehr identisch mit einem Gesteinswechsel, der im Ausgehenden der Gänge etwa 220 m weiter südlich liegt als die Wurzel des alten Stockes im Liegenden der Stuffverwerfung (siehe Fig. 1). Der am Stock selbst nach den Aufschlüssen der Kniggelweger, der Müsener und der Ernsdorfer Stollensohle nachgewiesene Gesteinswechsel von südlich gelegenen Gedinnien gegen nördlich gelegene Siegener Schichten zeigt sich somit nicht als die eigentliche Begrenzung des Stahlberger Ganggrabens nach SO. Er ist hervorgerufen durch das im Ganggraben, in der Streichungsrichtung der Gänge des Stahlberger Gebietes auftretende Vorkommen eines horstartigen Gedinnien-Keiles, dessen Nordwest-Flanke durch den alten Stahlberger Stock in südöstlichem Verlaufe begrenzt wird, während an der Südwest-Flanke des Keiles das Gangsystem Bräser St. Friedrich wurzelt (siehe Fig. 2). Der eigentliche Haupt-Gesteinswechsel zwischen Gedinnien und Siegener Schichten an der hangenden (südwestlichen) Begrenzung des Ganggrabens ist im Hangenden der Stuff-Verwerfung die unregelmäßige Entwicklung von mehr oder weniger mächtigen Spateisensteinmitteln, welche von der Grubenverwaltung durch die Ausrichtungsarbeiten der Jahre 1904—1910 aufgeschlossen ist. Im Liegenden des Stuffes ist dieser Gesteinswechsel u. a. auf der Ernsdorfer Stollensohle bekannt (Erstling I der Kartenokizze), wo auf ihm eine 10 m mächtige rauhe Gangmasse besbachtet wird, die grobspangeligen Spateisenstein besonders am südöstlichen Stoße enthält.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, hier festzustellen, daß der Leiter der Grube Stahlberg, Herr Direktor RÖHLING, schon seit längerer Zeit die Idee ausgesprochen hat, daß die neuen Mittel, die im Hangenden des Stuffes aufgeschlossen sind, dem genannten Gesteinswechsel der Stollensohle, den er als „Erstling“ bezeichnete, entsprechen. Es trifft hiermit in meinen Arbeiten die Tatsache zusammen, daß ich seit etwa zwei Jahren den betreffenden Gesteinswechsel als ein Stück der hangenden Begrenzung des Stahlberger Ganggrabens aufgefaßt habe. Sein Verhalten gegen die am Stuff gelegenen Stücke war mir allerdings noch völlig unklar. Ich vermutete die Existenz weiterer dem Stuff ähnlicher Verwerfungen.

Nachdem das Resultat der ersten geologischen Untersuchung die Auffindung eines Ganges auf der Hangendseite der Stuff-Verwerfung gewesen war, der hinsichtlich der Mächtigkeit seiner Mittel dem Stock verwandt schien, konnte ich in dieser interessanten Frage, ob der Stock selbst wieder-

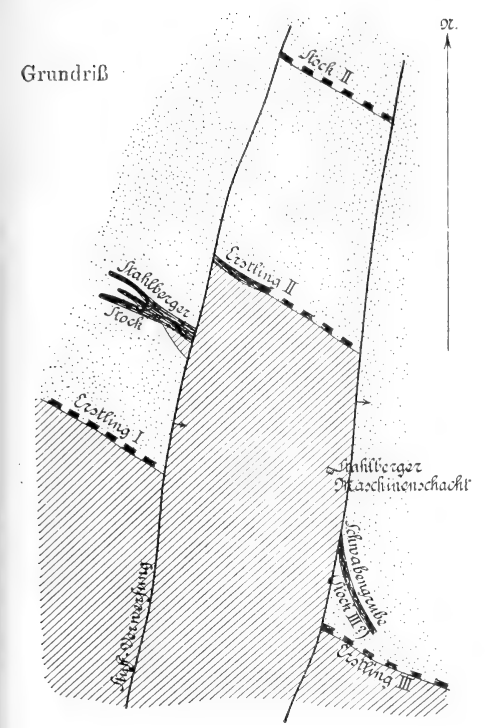


Fig. 1. Lage der Stahlberger Gänge und ihrer mutmaßlichen Fortsetzungen am Ausgehenden.

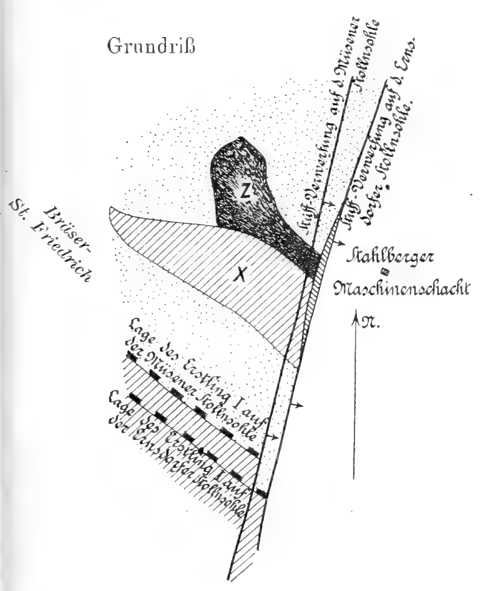


Fig. 2. Lage der Gänge auf der Müsener und der Ernsdorfer Stollensohle.

Geologische Kartenskizze
des
Stahlberger Stockes.

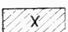
Maßstab 1 : 10000.



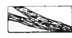
Siegner Schichten.



Gedinnien.



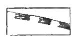
Lage des Gedinnien-Keiles auf den beiden in Fig. 2 dargestellten und der Kniggelweger Stollensohle.



Im Bergbau aufgeschlossene Eisensteinmittel.



Lage des Stahlberger Stockes auf den beiden Stollensohlen.



Mutmaßliche Fortsetzung der Gangmittel (ohne Berücksichtigung der Spezial-Verwürfe).



Stuffverwerfung, z. T. als Lettenkluft ausgebildet.

gefunden war, erst dann ein sicheres Urteil gewinnen, als ich durch die von mir für die Siegerländer Gänge neuerdings in Anwendung gebrachte Untersuchungsmethode (Kartierung des Ausgehenden auf speziellster topographischer Neuaufnahme im Maßstabe 1 : 4000) eine sichere Basis für die Deutung des geologischen Gesamtbildes erhalten hatte.

Mit Hilfe dieser Unterlage war es möglich, festzustellen, daß der Gesteinswechsel am Erstling nicht durch eine der jüngeren Verwerfungen veranlaßt ist, die das Stahlberger Gebiet in großer Zahl durchsetzen, sondern auf derjenigen älteren Verwerfung, die sich als ein Bruchstück der hangenden Begrenzung des Stahlberger Ganggrabens kennzeichnet, und die sich auf dem Kartenbilde als identisch mit dem Erstling II zu erkennen gibt. (Vergl. hierzu Fig. 1.)

Bezüglich des horstartigen Gedinnien-Keiles, der am südwestlichen Salbande des Stahlberger Stockes in den unterirdischen Bauen beobachtet wird, ist zu bemerken, daß sein Auftreten in den Pingen nicht mit voller Sicherheit nachgewiesen ist*). Sollte er am Ausgehenden tatsächlich nicht vorhanden gewesen sein, so würde sich das leicht dadurch erklären lassen, daß innerhalb des Keiles zwischen der Kniggelweger Stollensohle und dem Ausgehenden der Pingen die natürliche untere Auflagerungsgrenze der Siegener Schichten liegt. Die Breite des Keiles beträgt nach den Aufschlüssen der Müsener und der Ernsdorfer Stollensohle rund 100 m. (Siehe Fig. 2 die mit x dargestellte Fläche.)

Das spezielle geologische Bild der Grube Stahlberg zeigt auf Grund der neuen eingehenden geologischen Untersuchungen in dem Abbruchsgebiete der Siegener Schichten vom Müsener Horste fort nach Osten eine ganz spezifisch charakteristische Etappe: Das am Hangenden der Stuff-Verwerfung abgesunkene Gebiet zeigt sich nicht als einfacher Abbruch, sondern als Einbruch, also nicht als Staffelscholle, sondern als Grabenscholle. (Siehe Fig. 1.) Es stellt demnach einen jüngeren Graben dar, dessen Bauart nach der oberflächlichen Beobachtung und nach den Grubenaufschlüssen durchaus derjenigen Bauart entspricht, die von mir zuerst an den Ganggräben devonischen Alters im Siegerlande beobachtet wurde, und deren tektonischen Bau man durch die nachfolgenden beiden Figuren erläutern kann.

---

*) In Fig. 1 ist der Gedinnien-Keil am Südwestfuße des Stahlberger Stockes zur Darstellung gebracht.

Fig. 3 zeigt die schematische Darstellung der Gräben, wie wir sie in den Lehrbüchern finden[1]). Fig. 4 ist das schematische Endprodukt, das sich aus den Beobachtungen in den Tagesaufschlüssen und in den unterirdischen Aufschlüssen von einigen Dutzend Siegener Spateisenstein- und Erzgruben

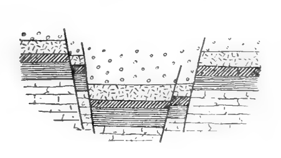


Fig. 3.
Schematisches Profil eines Grabens in den Lehrbüchern.

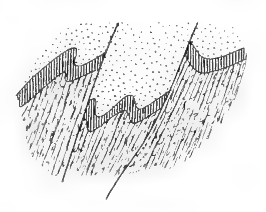


Fig. 4.
Schematisches Profil eines einfachen Siegener Ganggrabens.

ergibt. Es mag zugleich als Illustration dienen für meine letzte Publikation über Siegerländer Verhältnisse[2]), in der sich leider auf Seite 94, Zeile 12 und 13 von unten ein schlimmer Schreibfehler eingeschlichen hat, indem die Worte „liegende“ und „hangende“ vertauscht sind.

---

62. Trias im russischen Ostseegebiete.

Von Herrn A. JENTZSCH.

Berlin (z. Zt. Posen), den 2. Oktober 1910.

Die von mir als „Purmallener Mergel“ bezeichneten, durch ziegelrote Farbe ausgezeichneten Schichten hatte ich schon vor Jahren in verschiedenen Bohrprofilen von Purmallen südwärts bis in die Mitte der Stadt Memel verfolgt. Die durch die Bohrfirma E. BIESKE-Königsberg eingesandten Bohrproben aus Polangen (Rußland) beweisen nun, daß die gleichen Schichten,

---

[1]) Die vorliegende Figur ist EM. KAYSERs Lehrbuch, Teil I, 3. Aufl., S. 205 entnommen.

[2]) Protokoll der Sitzung des Niederrheinischen Geologischen Vereins in Aachen 1909, S. 93—96. Vorlage einer Arbeit: „Neue Beobachtungen über die tektonische Natur der Siegener Spateisensteingänge.“

und zwar ohne Bedeckung durch Tertiär, Kreide oder Jura, sich nordwärts bis jenseits der Reichsgrenze erstrecken. Obwohl sie auch dort keine Versteinerungen geliefert haben, deutet doch ihre petrographische Beschaffenheit nebst den begleitenden Umständen darauf hin, daß sie den tonigen Gliedern des Buntsandsteins („Oberer“ oder „Unterer“) zu vergleichen sind[1].

[1]) Aus redaktionellen Gründen ist vorstehende Mitteilung verspätet abgedruckt. Die Redaktion: BÄRTLING.

Neueingänge der Bibliothek.

Berg, G.: Mittel- und Oberrotliegendes im Nordteile der Mittelsudetischen Mulde. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, XXVIII, H. 4. Berlin 1907.

Beyschlag, Krusch, Vogt: Die Lagerstätten der Nutzbaren Mineralien und Gesteine nach Form, Inhalt und Entstehung. I. Bd., 2. Hälfte. Verlag von Ferd. Enke, Stuttgart 1910.

Boeke, H. E.: Übersicht der Mineralogie, Petrographie und Geologie der Kalisalz-Lagerstätten. Verlag für bergbaul. u. industrielle Fachliteratur, Berlin.

Bonnet, R., und G. Steinmann: 1. Die oligozänen Eolithen des Fagnien. 2. Die geologischen Verhältnisse der „Eolithen"-Lage von Boncelles. S.-A. aus: Sitzungsber. d. Niederrhein. Gesellsch. f. Natur- u. Heimatkunde zu Bonn 1909.

Brounow, P.: Über die Abhängigkeit einiger geographischer Elemente von dem Barischen Relief der Erdoberfläche. Extrait du compte rendu des travaux du Congrès, II, 1910. Genf.

Carez, L.: Études Géologiques sur la Feuille de Mauléon (Basses-Pyrénées). Extr. du Bulletin de la Société Géologique de France (4) X, S. 73. Paris 1910.

Chlapowski, Fr.: Zab mastodonta w zwirowisku Obornickiem. Odbitka z 31 Rocznika Towarzystwa Przyjaciol Nauk w Poznaniu. Poznań 1905.

Duparc, L.: Les Minéraux des Pegmatites des environs d'Antsirabé à Madagascar. S.-A. aus: Mémoires de la Société de Phisique et d'Histoire Naturelle de Genève **36**, H. **3**. Genève 1910.

Friedrich, Paul: Beiträge zur Geologie Lübecks. S.-A. aus: Mitteil. d. Geogr. Gesellsch. u. d. Naturhist. Museums Lübeck (2), H. 24. Lübeck 1910.

— Der Untergrund der Stadt Lübeck. S.-A. aus: Zeitschr. d. Ver. f. Lübeckische Geschichte u. Altertumskunde XII, H. 1. Lübeck 1910.

Geinitz, E.: Das Uferprofil des Fischlandes. Mitteilungen aus der Großh. Mecklenburg. Geol. Landesanst. XXI. Rostock 1910.

Gothan, W.: Die fossilen Holzreste von Spitzbergen. Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar **45**, Nr. 8. Uppsala & Stockholm 1910.

Götzinger, G.: Weitere geologische Beobachtungen im Tertiär und Quartär des subbeskidischen Vorlandes in Ostschlesien. S.-A. aus: Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1910, Nr. 3. Wien.

Grosch, P.: Zur Geologie des indo-australischen Archipels. Über eine riffbildende Koralle aus Nord-Ost-Serang (Ceram). S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1910, Nr. 13. Stuttgart 1910.

— Ein Apparat zur Präparation verkieselter Fossilien. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol. XVIII, 1910. Berlin 1910.

Häberle, D.: Der Oberrheinische geologische Verein in den vier ersten Jahrzehnten seines Bestehens (1871 bis 1910) und seine Berichte. S.-A. aus: Ber. über die Versammlungen des Oberrhein. geol. Vereins. Heidelberg 1910.

— Die Ortskundliche Literatur der Rheinpfalz. S.-A. aus: Mitteilungen der Pollichia, Nr. 25, 66. Jahrg. Heidelberg 1909.

— Geologie und Geographie des Bezirksamtes Zweibrücken. S.-A. aus: Heimatkunde des Bezirksamts Zweibrücken von L. Kampfmann. Kaiserslautern 1910.

HAHN, FELIX: Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. 1. Stratigraphisch-paläontologischer Teil. S.-A. aus: Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. **60**, H. 2, 1910. Wien 1910.

HAMBLOCH, ANTON: Das mechanisch-technische Laboratorium der Firma GERHARD HERFELDT o. H. in Andernach a. Rh. S.-A. aus: „Armierter Beton", April 1910. Berlin 1910.

VAN HOEPEN, E.: De Bouw van het Siluur van Gotland. Gedruckt beim Technischen Buchhandel u. Druckerei J. WALTMANN JR., Delft.

Jaarverslag der Rijksopsporing van Delfstoffen over 1909. 4°. Amsterdam 1910.

JENTZSCH, A.: Der Posener Ton und die Lagerstätte der Flora von Moltkegrube. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. **31**, I, H. 1. Berlin 1910.

— Geologische Beobachtungen in den Provinzen Brandenburg, Posen und Westpreußen in den Jahren 1906—1907. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1907, XXVIII, 4. Berlin 1910.

— Die Geologie in der Schule. S.-A. aus: Unterrichtsbl. f. Mathem. u. Naturwissensch. 1910, Nr. 6.

KEIDEL, H.: Über den Büßerschnee in den argentinischen Anden. S.-A. aus: Zeitschr. f. Gletscherkunde IV, 1910. Berlin.

KLEMM, G.: Führer bei geologischen Exkursionen im Odenwald. Verlag von Gebr. BORNTRÄGER, Berlin 1910.

KNAUER, J.: Die tektonischen Störungslinien des Kesselbergs. Landeskundl. Forschungen, H. 9. München 1910.

KOERT, W.: Über Goldvorkommen im östlichen Togo. S.-A. aus: Mitteil. aus den deutschen Schutzgebieten, H. 2, 1910. Berlin.

— Eisenerzlagerstätten der deutschen Kolonien Togo, Kamerun, Deutsch-Süd-Westafrika und Deutsch-Ostafrika. S.-A. aus: The Iron Ore Resources of the World. Stockholm 1910.

— Begleitworte zur geologischen Karte von Togo.

KRONECKER, W.: Zur Grenzbestimmung zwischen Trias und Lias in den Südalpen. S.-A. aus: Zentralbl. Min. Stuttgart 1910.

KRUSCH, P.: Über primäre und sekundäre metasomatische Prozesse auf Erzlagerstätten. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol. XVIII, H. 5 u. 6. Berlin 1910.

KUKUK: Die tektonischen Verhältnisse der niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenablagerung auf Grund der neuesten Aufschlüsse. Vortrag d. Intern. Kongreß. f. Bergbau, Hüttenw. usw. Düsseldorf 1910.

LANG, R.: Über eine Einteilung nichtmetamorpher Sedimente in Tiefenzonen nach der Ausbildung ihrer Fl- und Al-Mineralien. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 3, 1910. Stuttgart 1910.

— Beitrag zur Stratigraphie des mittleren Keupers zwischen der Schwäbischen Alp und dem Schweizer Jura. S.-A. aus: Geol. u. Paläontol. Abh., N. F., Bd. IX, H. 4, 1910. Jena 1910.

LÖSCHER, W.: Die Westfälischen Galeritenschichten mit besonderer Berücksichtigung ihrer Seeigelfauna. Inaugural-Dissertation Münster. Stuttgart 1910.

V. ŁOZIŃSKI, W.: Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens. S.-A. aus: Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. **60**, H. 1, 1910. Wien 1910.

— Über Endmoräne und die diluviale Hydrographie des Bug-Tieflandes. Extr. du Bull. de Acad. des Scienc. de Cracovie, Juni 1910.

— Zur Anthropogeographie des Podolischen Canyongebietes. Extr. du Bull. de Acad. des Scienc. de Cracovie, April 1910.

MEYER, H.: Zur Geologie des südlichen Graubündens. S.-A. aus: Diesen Monatsber. 62, 1, 1910. Berlin 1910.
— Über Radiolarite im Dillenburgischen. S.-A. aus: Verhandl. d. Niederrhein. geol. Ver., Vers. 23. Januar 1910 zu Coblenz.
— Frankenberger Zechstein und grobklastische Bildungen an der Grenze Perm-Trias. Habilitationsschrift zur Erlangung der Venia legendi der Philosophischen Fakultät der Großh. Hess. Ludwigs-Universität zu Gießen 1910.
MICHAEL, R., und W. QUITZOW: Die Temperaturmessungen im Tiefbohrloch Czuchow in Oberschlesien. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1910, 31, T. 1, H. 1. Berlin 1910.
PAPAVASILIOU, S. A.: Über die vermeintlichen Urgneise und die Metamorphose des krystallinen Grundgebirges der Kykladen. S.-A. aus: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 61, H. 2, 1909. Berlin 1909.
PAULCKE, W.: Fossilführender „Röthidolomit". S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1910. Stuttgart.
— Tertiär im Antirhätikon. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1910. Stuttgart.
— Über patagonische Senonhopliten. S.-A. aus: Bericht über die 39. Vers. d. Oberrhein. geol. Ver. zu Wörth a. d. S. 1906.
— Der Fläscherberg. S.-A. aus: Bericht über die 40. Vers. d. Oberrhein. geol. Ver. zu Lindau 1907.
— Über die geologischen Verhältnisse der Bodenseegegend bei Konstanz. S.-A. aus: Bericht über die 38. Vers. d. Oberrhein. geol. Ver. zu Konstanz 1905.
— Die Cephalopoden der oberen Kreide Südpatagoniens. S.-A. aus: Ber. d. Naturf. Gesellsch. zu Freiburg i. Br. XV, 1906.
— Über die Kreideformation in Südamerika und ihre Beziehungen zu anderen Gebieten. S.-A. aus: N. Jahrb. Min. XVII, 1903. Stuttgart 1903.
— Geologische Beobachtungen im Antirhätikon. S.-A. aus: Ber. d. Naturf. Gesellsch. zu Freiburg i. Br. XIV, 1904.
— Alpiner Nephrit und die „Nephritfrage". S.-A. aus: Verhandl. d. Naturf. Ver. XXIII. Karlsruhe 1910.
— Beitrag zur Geologie des „Unterengadiner Fensters". S.-A. aus: Verhandl. d. Naturf. Ver. XXIII. Karlsruhe 1910.
RECK, H.: Isländische Masseneruptionen. Geologische u. Paläontol. Abhandl., N. F. IX, H. 2. Jena 1910.
SCHÖPPE, W.: Über kontaktmetamorphe Eisen-Mangan-Lagerstätten am Aranyos-Flusse, Siebenbürgen. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol. VXIII. Berlin 1910.
SCHWERTSCHLAGER, JOS.: Die Beziehungen zwischen Donau und Altmühl im Tertiär und Diluvium. S.-A. aus: Geogn. Jahreshefte XXIII, 1910. München 1910.
SIMIONESCU, J.: Sur l'origine des Conglomérats verts du Tertiaire Carpathique. Extrait de l'Annuaire jubilaire de l'Université de Jassy 1910.
— A supra Cretaceului Superior diu Imprejurinrile Satului Baschici. Extras diu Anuarul Institutului Geologic al Romanici III, H. 1. Bucaresti 1910.
— Studii Geologice si Palaeontologice diu Dobrogea. Academia Romana, Publicatiunile Fondului vasile Adamachi, Nr. XXVI. Bucaresti.
— Studii Geologice si Palaeontologice diu Dobrogea. Publicatiunile Fondului vasile Adamache, Nr. XXVII. Bucaresti 1910.

Solger, F.: Geologie der Dünen. S.-A. aus: Dünenbuch. 8°. Stuttgart 1910.

Spethmann, H.: Studien über die Bodenzusammensetzung der baltischen Depression vom Kattegat bis zur Insel Gotland. S.-A. aus: Wissenschaftl. Monatsuntersuchungen, N. F. XII. Kiel 1910.

Stappenbeck, Rich.: Namenliste der argentinischen Lagerstätten. S.-A. aus: Zeitschr. f. prakt. Geol., Juli 1910. Berlin.

Steinmann, Gustav: Beiträge zur Geologie und Paläontologie von Südamerika. S.-A. aus: N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. **30**. Stuttgart 1910.

— Zur Phylogenie der Dinosaurier. S.-A. aus: Zeitschr. f. indukt. Abstammungs- u. Vererbungslehre III, H. 1 u. 2, 1910. Berlin 1910.

— Über die Stellung und das Alter des Hochstegenkalks. S.-A. aus: Mitteil. d. Geol. Gesellsch. Wien III, 1910. Wien 1910.

— Die Abstammung der Gattung „*Oppelia*" Waag. S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1909, Nr. 21. Stuttgart 1909.

— Geologie und Paläontologie an den deutschen Hochschulen. S.-A. aus: Geol. Rundschau I, H. 1. Leipzig 1910.

— Über gebundene Erzgänge in der Kordillere Südamerikas. Vortrag Nr. 20 d. Intern. Kongress. f. Bergbau, Hüttenw. usw. Düsseldorf 1910.

Stromer, Ernst: Über Fossilfunde im Rhät und im unteren Lias bei Altdorf in Mittelfranken. S.-A. aus: Abhandl. d. naturh. Gesellsch. Nürnberg XVIII, 1909. Nürnberg 1909.

Stutzer, O.: Über primären Calcit im Eläolithsyenit des Botopolsky-Golez in Ostsibirien (Graphitgrube Alibert). S.-A. aus: Zentralbl. Min. 1910, Nr. 14. Stuttgart.

— Über Graphitgneise aus dem Hinterland von Lindi in Deutsch-Ost-Afrika. S.-A. aus: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. **62**, Monatsber., Nr. 5/6, 1910. Berlin.

— Über die genetischen Beziehungen zwischen Pechstein und Porphyr der Meißner Gegend. S.-A. aus: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. **62**, Monatsber., Nr. 3, 1910. Berlin 1910.

— Juvenile Quellen. Vortrag d. Intern. Kongress. f. Bergbau u. Hüttenw. usw. Düsseldorf 1910.

Thoroddsen, Th.: De varme Kilder pas Island. S.-A. aus: Oversigt over det Kgl. Danske Videnskabernes Selskabs Forhandlinger, Nr. 2, 1910.

Walther, K.: El diluvio en los alrededores de Montevideo. Sep. de la Reviota del Instituto de Agronomia de Montevideo 1909.

Weise, E.: Die geologischen Verhältnisse der Stadt Plauen. S.-A. aus: Festschrift zur 100 Jahrfeier des Kgl. Lehrerseminars 1910.

Weiss, A.: Das Pleistocän der Umgegend von Weimar. Kommissionsverlag von F. W. Gadow & Sohn. Hildburghausen 1910.

Wunstorf, W.: Der tiefere Untergrund im nördlichen Teil der niederrheinischen Bucht. S.-A. aus: Verhandl. des Naturhist. Vereins der preuß. Rheinlande und Westfalens **66**, 1909.

— Das flözführende Steinkohlengebirge im Rhein-Maas-Gebiet. S.-A. aus: Glückauf **46**, Nr. 31, 1910. Essen (Ruhr).

Zimmermann, Ernst: Kohlenkalk und Culm des Velberter Sattels im Süden des westfälischen Carbons. S.-A. aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. XXX, T. 2, H. 2, 1910. Berlin 1910.

— Das Unterkarbon von Ratingen bis Aprath. S.-A. aus: Glückauf, Nr. 41, 1909. Essen (Ruhr) 1909.

Ortsregister.

Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.

C.

D.

F.

G.

H.

I (J).

K.

L.

N.

S.

U.

Y.

Z.

Sachregister.

Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.

A.

B.

E.

F.

H.

I. (J).

K.

L.

M.

P.

S.

T.

W.

X.

Y.

Z.

MAX WEG

Buchhandlung für Naturwissenschaften (Spez.: Geologie)
LEIPZIG, Königstr. 3.

Ich suche zu kaufen und erbitte Angebote:

Abhandlungen d. schweizer. paläontolog Gesellschaft.
Agassiz, Monogr. d. Echinod. viv. et foss. 4 parties. Neuch. 1838—41. 4⁰. Av. 63 pl.
— Islands a. coral reefs of Fiji. 1899.
— Revision of the Echini.
d'Archiac a. *Verneuil.* Fossils of the older deposits in the Rhenish provinces.
Barrande. Système silurien du centre de la Bohème.
Basterot. Desc. d. coquilles foss. d. envir. de Bordeaux. 1825. 4⁰. Av. 7 pl.
Baum. Gefahren d. Elektrizität im Bergwerksbetriebe.
Bayan et *Chaper.* Etudes faites dans l'Ecole d. Mines sur les foss. nouv. etc. 1870—73.
Becke. Mineralbestand u. Struktur d. krystall. Schiefer.
— Optische Untersuchungsmethoden.
— Physiographie d. Gemengteile d. krystall. Schiefer.
Geognost.-paläontolog. *Beiträge von Benecke* etc.
Beiträge zur Geologie u. Paläontologie von Südamerika Hrsg. v. Steinmann.
Beiträge zur Paläontologie u. Geologie Österr.-Ung. u. d. Orients.
Bellardi. Catal. d. foss. nummulit. du comté de Nice. 1852.
Böhm, G. Bivalven d. Stramberger Schichten. 1883. M. Atlas v. 18 Taf.
Bournon. Catalogue de la collect. minér. part. du Roi. Paris 1817. Av. pl.
— Tableau d. genres de végétaux fossiles.
Bucqoi, Dollfus et *Dautzenberg.* Mollusques marins de Roussillon. 2 vols. 1882—98. Av. 165 pl.
Canavari. La fauna d. strati con Aspidoceras acanthicum di Monte Serra. 5 pti.
Chester. Dictionary of the names of minerals.
Conrad. Fossils (Mollusca) of medial tertiary of the U. S Phil. 1893.
Conrad. Fossil shells of tertiary formation of N. America. Phil. 1893.
Cossmann. Descript. d'espèces nouv. de coquilles du bassin tertiaire de Paris. P. 1882—87.
Dana. Characteristics of volcanoes of Hawai 1890.
D'Ancona. Malacologia pliocenica italiana. 2 fasc. Fir. 1871—72 C. 15 tavv.
Dean. Fishes, living und fossil.
Deutschlands Kalibergbau.
D'Orbigny. Les foraminifères de l'île de Cuba.
— Foramin. du bassin tertiaire de Vienne.
Eichwald. Urwelt Rußlands.
Entwicklung des niederrheinischen Steinkohlenbergbaus.
Falconer a. *Cautley.* Fauna antiqua Sivalensis. London 1846—68.
Fournier. Descr. géolog. du Caucase central. 1896.
Frech. Zweischaler aus der Bakonyer Trias.
Friedel. Cours de minéralogie. St. Etienne 1904. 4⁰.
Gautier et *Chudeau.* Missions au Sahara. 2 vols. 1908—09.
Geikie. The great ice age. 3ᵈ ed. 1894.
Grand'Eury. Géol. et paléont. du bassin houiller du Gard. St. Etienne 1890 4⁰. Av. 23 pl.
Gregory. Great Rift Valley. 1896.
Harriman. Alaska-Expedition. 4 vols. Wash. 1901 etc.
Hauswaldt, H. Interferenzerscheinungen im polar. Licht. 3 Tle. Magdeburg 1902 bis 1908. 4⁰.
Heer. Flora fossilis arctica. 7 voll. 1868—83.
Hoernes. Foss. Mollusken d. Tertiärbeckens von Wien.
Hovelacque. Album de microphotographies de roches sédimentaires.
Hunt. Chemical a. geological essays. 2ᵈ ed. 1879.
Jones. Asbestos a. asbests. 2ᵈ ed.
Irving. Chem. a. phys. studies in the metamorphism of rocks. 1889.
Kayser. Studien im rhein. Devon.
Keyserling u. *Krusenstern.* Wissenschaftl. Beobacht. auf e. Reise in d. Petschoraland. 1846. 4⁰.
Kilian. Etudes paléont. s. l. terrains second. et tert. de l'Andalusie. 4⁰. Av. 14 p.
Kimball. Practice of ore dressing.
Kinkelin. Tertiär- u. Diluvialbild. d. Untermaintals.
Klein. Handbuch für den deutschen Braunkohlenbergbau.
v. Koenen. Das marine Mitteloligocän Norddeutschlands u. s. Molluskenfauna. 2 Tle. (Stg.) 1868—69. 4⁰. M. 7 Taf.
Krusch. Untersuch. u. Bewertung d. Erzlagerstätten. 1907.
Küch. Vulkan. Gesteine in d. Rep. Columbia. Bln. 1892. M. 9 Taf.
Kunz. Gems a. precious stones of North America. 1890.
Lamarck. Recueil de planches des coquilles fossiles d. envir. de Paris. 1823.
Laube. Echiniden d. braunen Jura von Balin.
Lepsius. Das westliche Südtirol.
— Das Mainzer Becken.
Lersch. Hydrophysik. Bonn 1870.
Loriol: Tous ses monographies paléontolog.
Lotti. Descr. geolog. d. isola d'Elba.
Loewinson-Lessing. Etudes de petrographie générale.
Martel. Les abimes. 1894. 4⁰.
Meek a. *Gabb.* Palaeontol. of California. S. Franc. 1864—69.
Michel-Lèvy. Détermin. d. Feldspaths. 3 pts.
Mouchketow. Le tremblem. de terre de Verny (Turkestan).
Murray a. *Renard.* Deep Sea deposits (Challenger-Exped.).
Neumayr. Über klimat. Zonen währ. d. Jura- u. Kreidezeit.
— Geograph. Verbreitung d. Juraformation.
— Jurastudien.
Nicholson. Struct. a. affinities of tabulate corals.
Nyst. Coquilles et polypiers foss. d. terr. tertiaires de la Belgique. 2 vols. Av. 49 pl.
Oppenheim. Vom Mittelmeer zum persischen Golf.
Penck. Das deutsche Reich.
Pergens. Revis d. Bryozoaires du crétacé fig. p. d'Orbigny. Paris 1890.
Philippi, R. A. Enumeratio Molluscorum Siciliae. 1836—44.
— Las fosiles secund. de Chile. I. Conchas bivalves. 1889. 4⁰.
Philippson. Rhein. Schiefergebirge.
Pictet et *Roux.* Descr. d. Mollusques foss. d. Grès verts.
Pomel. Paléont. de l'Algérie.
Rhode. Beitr. z. Pflanzenkunde d. Vorwelt. 1820—23. M. 10 col. Taf.
Richthofen. China.
Rinne. Etude prat. d. roches.
Salbach. Wasserwerk München.
Sandberger. Wiesbaden u s. Thermen. 1861.
Schlotheim. Petrefaktenkunde.
Schnur. Brachiopoden d. Eifel.
Sonklar v. Innstädten. Gebirgsgruppe d. Hohen Tauern.
Soubeiran. Bassin houiller du Pas de Calais.
Stapff. Eaux du tunnel du St. Gotthard.
Streeter. Precious stones.
Suess. Brachiopoden d. Stramberg. Schichten.
Teall. British petrography.
Verbeek et *Fennema.* Descr. géol. de Java et Madoura.
Wähner. Das Sonnwendgebirge. 1903.
Walther. Gesetz d. Wüstenbildung.
Williams. Igneous rocks of Arkansas.
Winter, E. Die Thermalquellen Wiesbadens.
Woldrich. Diluv. Fauna von Zuzlawitz im Böhmerwalde. 3 Tle. (Wien) 1880—84. M. 11 Taf.
Zittel. Cephalop. d Stramberger Schichten.



